

СОДЕРЖАНИЕ

Том 30, номер 6, 2022

Палеонтологическая характеристика верхневендских–нижнекембрийских отложений в разрезе скважины Северо-Полоцкая Восточно-Европейской платформы, Беларусь <i>Е. Ю. Голубкова, О. Ф. Кузьменкова, А. Г. Лапцевич, Е. А. Кушим, Т. В. Воскобойникова, М. О. Силиванов</i>	3
Палеопочвы как маркеры стратиграфических несогласий в верхневизейских отложениях разреза Мстихино, Калужская область: геохимия, минералогия, биогенные структуры <i>Т. В. Алексеева, В. В. Малышев, А. О. Алексеев</i>	21
История формирования отложений валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма <i>К. А. Дубкова, С. Б. Шишлов, А. Б. Кузнецов, Ф. А. Триколиди</i>	46
Изменения фаунистических и флористических ассоциаций Печорского Урала с конца среднего валдая до позднего голоцена <i>И. В. Кряжева, Д. В. Пономарев, Ю. В. Голубева</i>	67
К вопросу о возрасте террасовых комплексов рек Чуя и Катунь, Русский Алтай: исключать ли сартанский криохрон из эпох ледниково-подпрудных озер и катастрофических паводков? <i>А. Р. Агатова, Р. К. Непон, П. Моска, Б. Л. Никитенко</i>	87

ДИСКУССИИ

Стратиграфический кодекс России и определение понятия “стратиграфия” <i>Ю. Б. Гладенков</i>	109
К вопросу об аянкинской флоре из верхнего мела Северо-Востока России <i>С. В. Щепетов</i>	113

CONTENTS

Vol. 30, No. 6, 2022

Paleontological Characteristics of the Upper Vendian–Lower Cambrian Sediments in the Section of the North Polotsk Borehole of the East European Platform, Belarus <i>E. Yu. Golubkova, O. F. Kuzmenkova, A. G. Laptsevich, E. A. Kushim, T. V. Vaskaboinikava, and M. O. Silivanov</i>	3
Palaeosols as Markers of Upper Visean Stratigraphic Unconformities in Mstikhino Quarry, Kaluga Region, Russia: Geochemistry, Mineralogy, Biogenic Structures <i>T. V. Alekseeva, V. V. Malishev, and A. O. Alekseev</i>	21
Formation History of the Valanginian Deposits, Southwestern and Central Crimea <i>K. A. Dubkova, S. B. Shishlov, A. B. Kuznetsov, and F. A. Tricolidi</i>	46
Changes in Faunal and Floristic Associations in the Pechora Urals from the End of the Middle Valdai to the Late Holocene <i>I. V. Kryazheva, D. V. Ponomarev, and Yu. V. Golubeva</i>	67
To the Issue of the Age of the Terrace Complexes of the Chuya and Katun Rivers, Russian Altai: Should the Sartan Cryochron Be Excluded from the Epochs of Ice-Dammed Lakes and Cataclysmic Outburst Floods? <i>A. R. Agatova, R. K. Nepop, P. Moska, and B. L. Nikitenko</i>	87

DISCUSSIONS

Stratigraphic Code of Russia and Definition of a Concept of “Stratigraphy” <i>Yu. B. Gladenkov</i>	109
On the Ayanka Flora from the Upper Cretaceous of North-Eastern Russia <i>S. V. Shczepetov</i>	113

УДК 551.72:56.022:57.072

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕВЕНДСКИХ–НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЗРЕЗЕ СКВАЖИНЫ СЕВЕРО-ПОЛОЦКАЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, БЕЛАРУСЬ

© 2022 г. Е. Ю. Голубкова^{1, *}, О. Ф. Кузьменкова², А. Г. Лапцевич², Е. А. Кушим¹,
Т. В. Воскобойникова², М. О. Силиванов^{1, 3}

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

²Филиал “Институт геологии” республиканского унитарного предприятия
“Научно-производственный центр по геологии”, Минск, Беларусь

³Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: golubkovaeyu@mail.ru

Поступила в редакцию 13.02.2022 г.

После доработки 11.04.2022 г.

Принята к публикации 26.04.2022 г.

В центральных районах Восточно-Европейской платформы скважинами вскрыты непрерывные терригенные последовательности венда–нижнего кембрия, что позволяет считать их опорными для разработки единой Региональной стратиграфической схемы Беларуси и европейской части России. В работе представлены результаты палеонтологического и литологического изучения параметрической скв. Северо-Полоцкая, пробуренной на севере Беларуси (Латвийская седловина). Анализ таксономического разнообразия ископаемых организмов позволил выделить шесть ассоциаций: ассоциация I с *Striatella coriacea*–*Zinkovioides inclusus* редкинского возраста; ассоциация II с *Leiosphaeridia minutissima*–*Leiosphaeridia tenuissima*, ассоциация III с *Aataenia reticularis*–*Primoflagella speciosa*–*Vendotaenia antiqua* и ассоциация IV с *Aataenia reticularis*–*Bicuspidata fusiformis* котлинского возраста; ассоциация V с *Teorphipolia lacerata*–Gen. et sp. indet. 4 ровенского–лонтоваского возраста; ассоциация VI с *Granomarginata squamacea*–*Cochleatina ignalinica*–*Platysolenites antiquissimus* лонтоваского возраста. Граница докембрия–кембрия проведена в основании рудаминской свиты. Полученные данные существенно дополняют палеонтологическую характеристику переходных отложений венда–кембрия, что может быть использовано в стратиграфических и палеофациальных построениях.

Ключевые слова: микрофоссилии, макрофоссилии, биостратиграфия, Восточно-Европейская платформа, Беларусь, венд, кембрий

DOI: 10.31857/S0869592X22060072

ВВЕДЕНИЕ

Региональные стратиграфические схемы (РСС) венда–нижнего кембрия Беларуси (Стратиграфические..., 2010) и европейской части России (Стратиграфическая..., 1996) разработаны на основе общих историко-геологических подходов и в целом сопоставимы друг с другом (рис. 1) (Розанов, 1973; Соколов, 1974, 1980; Рифей..., 1976; Волкова и др., 1979; Федонкин, 1981; Вендская..., 1985а, 1985б; Махнач и др., 1985; Геология..., 2001; Гражданкин, Маслов, 2015; Голубкова и др., 2021б). Основное и принципиальное отличие заключается в положении границы докембрия–кембрия, которая в РСС Беларуси проводится по подошве ровенского горизонта (Махнач и др., 1985; Абраменко и др., 1994; Геология..., 2001; Махнач и др., 2005а, 2005б; Стратиграфические...,

2010), а в схеме России – в основании вышележащего лонтоваского горизонта (Волкова и др., 1979; Вендская..., 1985б; Стратиграфическая..., 1996 и др.). В связи с этим особое значение приобретают современные биостратиграфические исследования, направленные на поиск единых критериев для обоснования границы докембрия–кембрия в обновленной РСС Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

Выделение региональных горизонтов верхнего венда и нижнего кембрия в унифицированных схемах России (Стратиграфическая..., 1996) и Беларуси (Стратиграфические..., 2010) проводится по палеонтологическим данным, полученным из разрозненных местонахождений ВЕП. При этом принятые в схемах опорные разрезы не сохранились либо представлены отдельными фрагмента-

Беларусь				Европейская часть России			
ОСШ		РСШ	МП	ОСШ		РСШ	МП
Система	Отдел	Горизонт	Серия	Система	Отдел	Горизонт	Серия
Кембрий	Нижний	Лонтоваский	Балтийская	Кембрий	Нижний	Лонтоваский	Балтийская
		Ровенский				Ровенский	
Венд	Верхний	Котлинский	Валдайская	Венд	Верхний	Котлинский	Поваровская
		Редкинский				Редкинский	Редкинская
	Лиозненский	Вольнская	Нижний		Лапландский	Древлянская	
	Вильчанская						

Рис. 1. Сопоставление унифицированных стратиграфических схем венда–нижнего кембрия Беларуси (Стратиграфические..., 2010) и европейской части России (Стратиграфическая..., 1996).

Сокращения: ОСШ – Общая стратиграфическая шкала, РСШ – Региональная стратиграфическая шкала, МП – местные подразделения.

ми, зачастую недоступными для изучения. Особенно это касается керна скважин европейской части России, которые были пробурены в центральных районах и на севере Московской синеклизы в 1960–1980-е годы. Поэтому изучение новых геологических объектов, которые могут быть предложены в качестве опорных разрезов в РСШ нового поколения, имеет большое значение.

На протяжении нескольких последних лет нами ведутся комплексные исследования венд-кембрийских отложений Беларуси и северо-запада России. По результатам изучения для каждого из этих регионов будут выбраны наиболее полные и палеонтологически хорошо охарактеризованные разрезы, которые будут предложены в качестве опорных для центральных районов ВЕП. В статье приведено литологическое описание и дана палеонтологическая характеристика разреза параметрической скв. Северо-Полоцкая, пробуренной в 2019 г. на севере Беларуси.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Северная часть Беларуси в геологическом плане до сих пор слабо изучена. Для этой территории отсутствуют сведения о строении фундамента и границах тектонических структур, а стратиграфическое расчленение венд-кембрийских отложений проводится преимущественно по фактическим данным, полученным из единичных скважин. Анализируемая в работе скв. Северо-Полоцкая пробурена на юго-востоке Латвийской седловины, в 2.1 км на юго-запад от дер. Мошница в Россонском районе Витебской области (рис. 2). Разрез полностью охарактеризован керном, за исключением интервала 643.5–633.8 м.

Согласно принятой РСШ Беларуси, в составе венда выделены вильчанская, вольнская и валдайская серии, которые выше по разрезу перекрываются балтийской серией нижнего кембрия (рис. 1) (Геология..., 2001; Стратиграфические...,

2010). На северо-западе Беларуси ледниковые образования вильчанской серии отсутствуют, а вулканогенно-осадочные толщи лукомльской и лиозненской свит вольнской серии залегают на кристаллическом фундаменте. Для магматических пород вольнской серии Украины и Беларуси (центральная часть Вольнско-Брестской провинции) получен U–Pb возраст кристаллов циркона и бадделита, который отвечает интервалу от 573 ± 14 до 551 ± 4 млн лет (Shumlyansky et al., 2016 и др.).

Наиболее полные и мощные отложения редкинского и котлинского горизонтов валдайской серии развиты на севере, северо-востоке Беларуси (Махнач и др., 2005а; Стратиграфические..., 2010). В отличие от местных стратиграфических подразделений редкинского горизонта, стратотип котлинской свиты котлинского горизонта установлен за пределами Беларуси – на о-ве Котлин в Финском заливе, северо-запад России (Соколов, 1958; Стратиграфический..., 1994). На территории Ленинградской области к котлинской свите была отнесена глинистая пачка, содержащая вендотениевые водоросли и сапропелеподобные органические пленки. Позднее, при разработке РСШ венда ВЕП котлинская свита была переведена в ранг регионального подразделения (Решения..., 1965). В стратотипических разрезах северо-запада России и Прибалтики в состав котлинского горизонта были включены песчано-алевролитовые гдовские слои (свита) и аргиллиты котлинской свиты (Соколов, 1953; Постановления..., 1978; Meidla, 2017). Увеличение стратиграфического объема котлинского горизонта привело к упразднению на северо-западе России гдовской и котлинской свит и выделению новой василеостровской свиты (Постановления..., 2011; Вербицкий и др., 2012). Напротив, в унифицированной схеме Беларуси котлинский горизонт установлен в объеме котлинской свиты, а нижележащие отложения редкинского горизонта сопоставлены с гдовскими слоями (Решения..., 1983; Стратиграфические...,

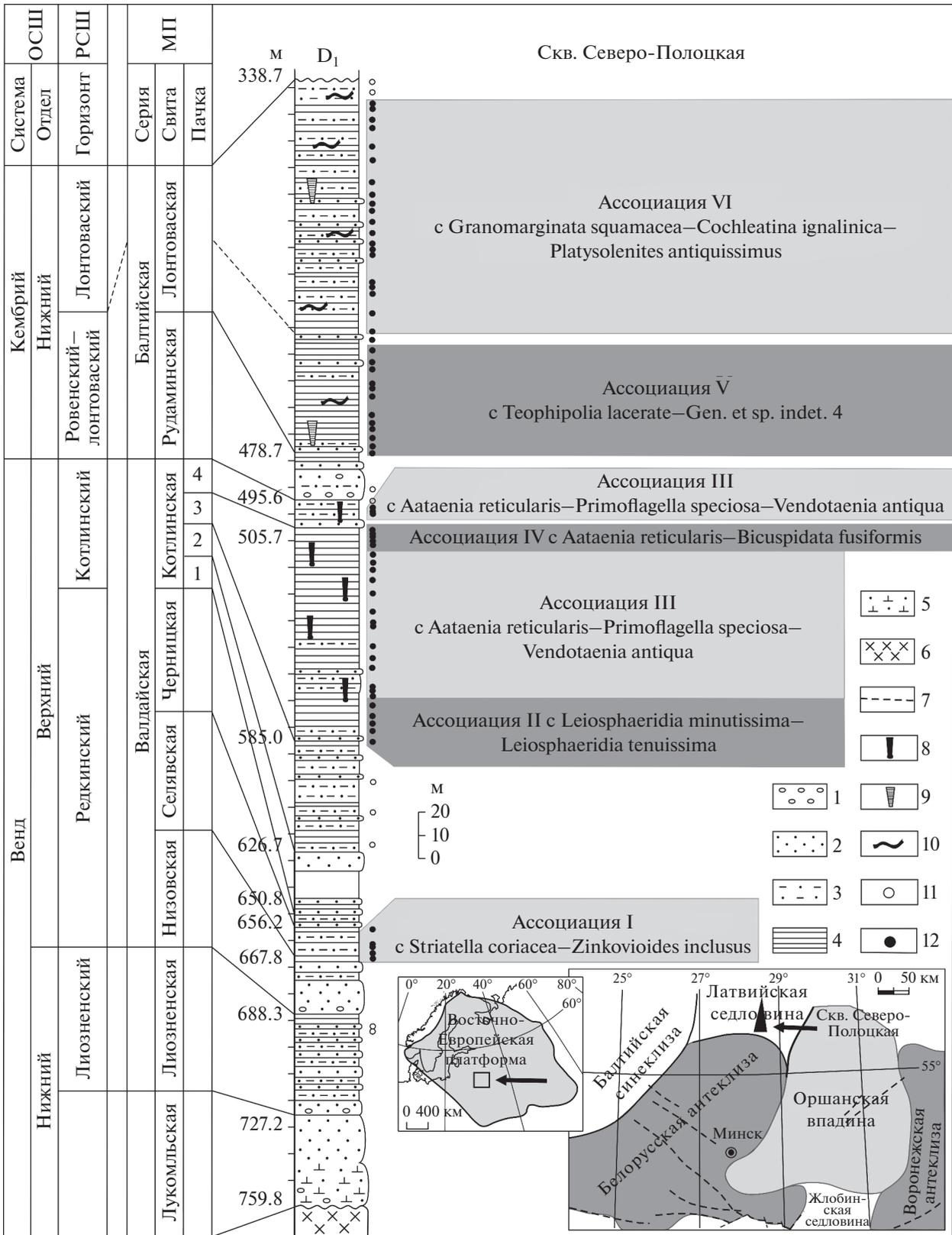


Рис. 2. Положение ассоциаций ископаемых организмов в разрезе скв. Северо-Полоцкая. 1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевриты; 4 – глины, аргиллиты; 5 – туфопесчаники; 6 – кристаллический фундамент; 7 – разломы; 8 – *Vendotaenia antiqua*; 9 – *Saagina* sp.; 10 – икнофоссилии; 11 – образцы, не содержащие микрофоссилий; 12 – образцы с микрофоссилиями. Сокращения: ОСШ – Общая стратиграфическая шкала, РСШ – Региональная стратиграфическая шкала, МП – местные подразделения, D₁ – нижний девон. Слева от разреза скважины приведена глубина (м).

2010). Сложившаяся ситуация требует проведения специальных стратиграфических исследований, направленных на выработку единой позиции по расчленению котлинского горизонта на ВЕП. В статье используется схема, принятая для территории Беларуси (Стратиграфические..., 2010), однако в дальнейших наших работах мы планируем вернуться к рассмотрению этой проблемы. Одним из возможных путей ее решения может стать предложение о выборе нового местного стратиграфического подразделения и опорного разреза котлинского горизонта для территории Беларуси.

Вышележащие отложения балтийской серии распространены в Балтийской синеклизе, Подляско-Брестской впадине и на западных склонах Белорусской антеклизы, Полесской и Латвийской седловин (Махнач и др., 1985; Геология..., 2001). На северо-западе Беларуси балтийская серия сложена рудаминской свитой, отнесенной к ровенскому горизонту, и лонтоваской свитой лонтоваского горизонта (Геология..., 2001; Махнач и др., 2005б). Отложения ровенского горизонта содержат комплекс микрофоссилий, выделенный в акритарховую лону (провинциальная зона) *Teorphipolia lacerata*–*Cochleatina rudaminica*, а лонтоваский горизонт включает комплекс микрофоссилий, выделенный в лону *Granomarginata prima* (Махнач и др., 2005б).

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Во время полевого сезона 2020 г. было проведено литологическое изучение разреза скв. Северо-Полоцкая, отобраны образцы на шлифы и микропалеонтологическое исследование, а также собрана представительная коллекция макроскопических ископаемых организмов.

Для изучения микрофоссилий в химической лаборатории было растворено 87 образцов керна, отобранных из серых, зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов (инт. 694.4–339.8 м). Растворение пород проводилось по щадящей методике, разработанной и позднее модернизированной в лаборатории литологии и биостратиграфии ИГГД РАН (Герман, 1974; Голубкова и др., 2021б). Породы были последовательно обработаны 45%-ной плавиковой (HF) и 10%-ной соляной (HCl) кислотами. После каждого этапа осадок был промыт через сито с размером ячейки 10 мкм дистиллированной водой. Затем органические остатки отбирали пипеткой на предметное стекло под биноклем Bresser Advance ICD и консервировали в полимерном клее Eukitt. Изучение постоянных препаратов и фотографирование микрофоссилий проводилось под биологическим микроскопом AxioScope.A1 (Carl Zeiss) с использованием камеры AxioCam MRc5.

В девяти образцах микрофоссилии выявлены не были. Остальные образцы содержали разнообразные организмы хорошей и удовлетворительной

сохранности. Палеонтологическая характеристика разреза скв. Северо-Полоцкая была дополнена данными по макроскопическим ископаемым организмам.

Керн скв. Северо-Полоцкая хранится в кернохранилище г. Слуцка и в литологической коллекции филиала “Институт геологии” республиканского унитарного предприятия “Научно-производственный центр по геологии”, Минск, Беларусь. Коллекция макроскопических ископаемых организмов, а также постоянных палеонтологических препаратов находится в лаборатории литологии и биостратиграфии ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия (коллекция № Б-2019-СП).

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА СКВ. СЕВЕРО-ПОЛОЦКАЯ

Анализируемые в работе венд-нижнекембрийские отложения вскрыты скважиной Северо-Полоцкая в инт. 759.8–338.7 м. Скважина была остановлена на гл. 770.6 м в породах фундамента. В разрезе скважины выделены: лукомльская, лиозненская свиты волынской серии, низовская, сельявская, черницкая, котлинская свиты валдайской серии и рудаминская, лонтоваская свиты балтийской серии (рис. 2). Венд-кембрийские терригенные последовательности со стратиграфическим несогласием залегают на архейском–нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте и также с несогласием перекрываются терригенно-карбонатными породами витебского горизонта нижнего девона.

Лукомльская свита (мощность 32.6 м). Стратотип свиты установлен в инт. 517–448 м скв. Толочин-29, пробуренной на северо-западе Оршанской впадины около дер. Прошика (Стратиграфические..., 2010). Свита сложена темно-лиловыми, буровато-серыми вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами с глинистым (гидрослюдисто-каолининовым), доломит-глинистым цементом каемочно-гнездового и базально-порового типа. Породы нечетко горизонтально-слоистые до массивных, разнозернистые. Обломочный материал угловато-окатанной формы. Снизу вверх по разрезу размерность зерен уменьшается от гравийной в основании до мелкопесчаной в верхней части разреза. В инт. 729–727.2 м отмечаются прослойки слюдистых алевролитов и присыпки серо-зеленого глауконита (рис. 2).

Лиозненская свита (мощность 38.9 м) согласно залегают на породах лукомльской свиты (рис. 2). Стратотип свиты выделен в инт. 766–730 м скв. Богусевск-2, пробуренной около дер. Низы на севере Оршанской впадины (Стратиграфические..., 2010). Свита представлена переслаиванием слюдистых бурых алевролитов и лиловато-коричневых, пепельно-серых вулканомиктовых разно-

зернистых песчаников, преимущественно крупнозернистых аркозовых с карбонатно-глинистым, глинистым цементом гнездового, базально-гнездового типа. Породы горизонтально- и косослоистые, реже массивные. По всему интервалу периодически встречается тонкозернистый глауконит зеленовато-серого цвета. В двух отобранных образцах (гл. 694.4 м, 692.5 м) микрофоссилии выявлены не были.

Низовская свита (мощность 20.5 м) без видимого перерыва залегает на лиозненской свите (рис. 2). Стратотип свиты установлен в инт. 730–694 м скв. Богушевск-2 (Стратиграфические..., 2010). Свита представлена переслаиванием вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Песчаники темно-бурого цвета, разномзернистые, преимущественно крупно- и среднезернистые, с доломитовым, доломит-гематит-каолиновым цементом базального типа, с горизонтальной и косоволнистой слоистостью, отмечаются текстуры подводных оползаний и внутриформационных срывов.

Селявская свита (мощность 11.6 м) согласно залегает на низовской свите (рис. 2). Стратотип свиты выделен в инт. 372–338 м скв. Толочин-29 (Стратиграфические..., 2010). Свита сложена зеленовато-серыми слюдястыми алевролитами и алевритистыми аргиллитами каолинит-гидрослюдистого состава. В нижней части разреза развиты маломощные прослои мелкозернистых слюдястых аркозовых песчаников с доломитоглинистым (гидрослюдисто-каолиновым) цементом базально-гнездового типа. Породы тонко- и горизонтально-слоистые, в нижней части пачки – с косой и волнистой слоистостью. Характерно присутствие пиритизированных органических пленок черного, темно-коричневого цвета и неопределимых уплощенных лентовидных фрагментов, сопоставляемых с водорослями.

В инт. 666.5–657.5 м обнаружены разнообразные микрофоссилии, которые по наиболее характерным таксонам выделены в ассоциацию I с *Striatella coriacea*–*Zinkovioides inclusus* (рис. 2, 3). На этом уровне широко распространены осцилляториевые многоклеточные цианобактерии *Striatella coriacea* Assejeva (табл. I, фиг. 5), *Oscillatoriopsis magna* Tynni et Donner, нити бесклеточного строения *Siphonophycus* Schopf, emend. Knoll et Swett, а также предполагаемые колониальные и нитчатые серные бактерии *Zinkovioides inclusus* Hermann (табл. I, фиг. 4), *Zinkovioides* Hermann. Ограниченное распространение имеют акритархи *Leiosphaeridia minutissima* (Naumova), emend. Jankauskas, *L. tenuissima* Eisenack, *Pterospermopsisomorpha insolita* B.V. Timofeev, emend. Mikhailova. На гл. 663 м обнаружен один экземпляр сфероморфной колонии *Tynnina* cf. *presambrica* (Tynni et Donner), emend. Burzin (табл. I, фиг. 1), а в нижней части интервала – спирально-свернутые нитчатые микрофоссилии *Obruchevela parva* Reitlinger, emend. Yakschin et Luchinina, emend. Burzin

(табл. I, фиг. 3) и крупные акритархи *Chuarina circularis* Walcott, emend. Vidal et Ford, emend. Jankauskas (табл. I, фиг. 2).

В составе биоты также распространены пучки трихомов бесклеточного строения, заключенные в тонкий эластичный чехол (табл. I, фиг. 6). Наличие чехла установлено впервые. Подобные микроорганизмы ранее нами были описаны из редкинского горизонта ВЕП и отнесены под вопросом к роду *Polytrichoides* Hermann (Голубкова и др., 2021а, 2021б). Вместе с тем выявленные особенности строения микрофоссилий требуют пересмотра их систематической принадлежности. Они имеют близкое морфологическое строение с современными политрихоматозными цианобактериями, близкими к родам *Schizothrix* и *Microcoleus*. Предполагается, что клетки в трихомах могли быть разрушены на стадии захоронения в жидком осадке. На данном этапе исследования анализируемые формы отнесены к Gen. et sp. indet. 1. В органоматерияте в значительном количестве присутствовал пирит.

Черницкая свита (мощность 5.6 м) согласно залегает на селявской свите (рис. 2). Стратотип свиты установлен в инт. 664–600 м скв. Богушевск-2 (Стратиграфические..., 2010). Свита представлена переслаиванием глин гематит-каолинит-гидрослюдистого состава и слюдястых алевролитов. В ее нижней части распространены алевролиты и разномзернистые аркозовые песчаники с гидрослюдисто-каолиновым цементом базально-гнездового типа. Породы пестроцветные, темно-бурого цвета с переходом в зеленовато-серый, редко табачный, тонкоплитчатые, с пологоволнистыми поверхностями напластования. Характерно присутствие пирита.

Котлинская свита (мощность 155.2 м) без видимого перерыва залегает на черницкой свите (рис. 2). Стратотип свиты установлен на о-ве Котлин, Россия (Стратиграфический..., 1994). По итогам решения Региональной Межведомственной стратиграфической комиссии название “котлинская свита” было упразднено на северо-западе России (Постановления..., 2011).

В составе свиты выделено 4 пачки. Первая пестроцветная пачка (мощность 24.1 м) представлена песчаниками с единичными прослоями вулканомиктовых алевролитов и алевритистых аргиллитов. Песчаники аркозовые, разномзернистые, от тонко- до крупнозернистых и гравелитистых в нижней части интервала. Цемент глинистый (каолиновый, гематит-каолиновый), доломит-каолиновый. Обломочный материал угловато-окатанной формы. Аргиллиты гематит-каолинит-гидрослюдистого состава, от горизонтально-слоистых до массивных.

Вторая глинисто-алевролитовая пачка (мощность 41.7 м) представлена переслаиванием алевритистых аргиллитов каолинит-гидрослюдистого состава, слюдястых алевролитов и аркозовых

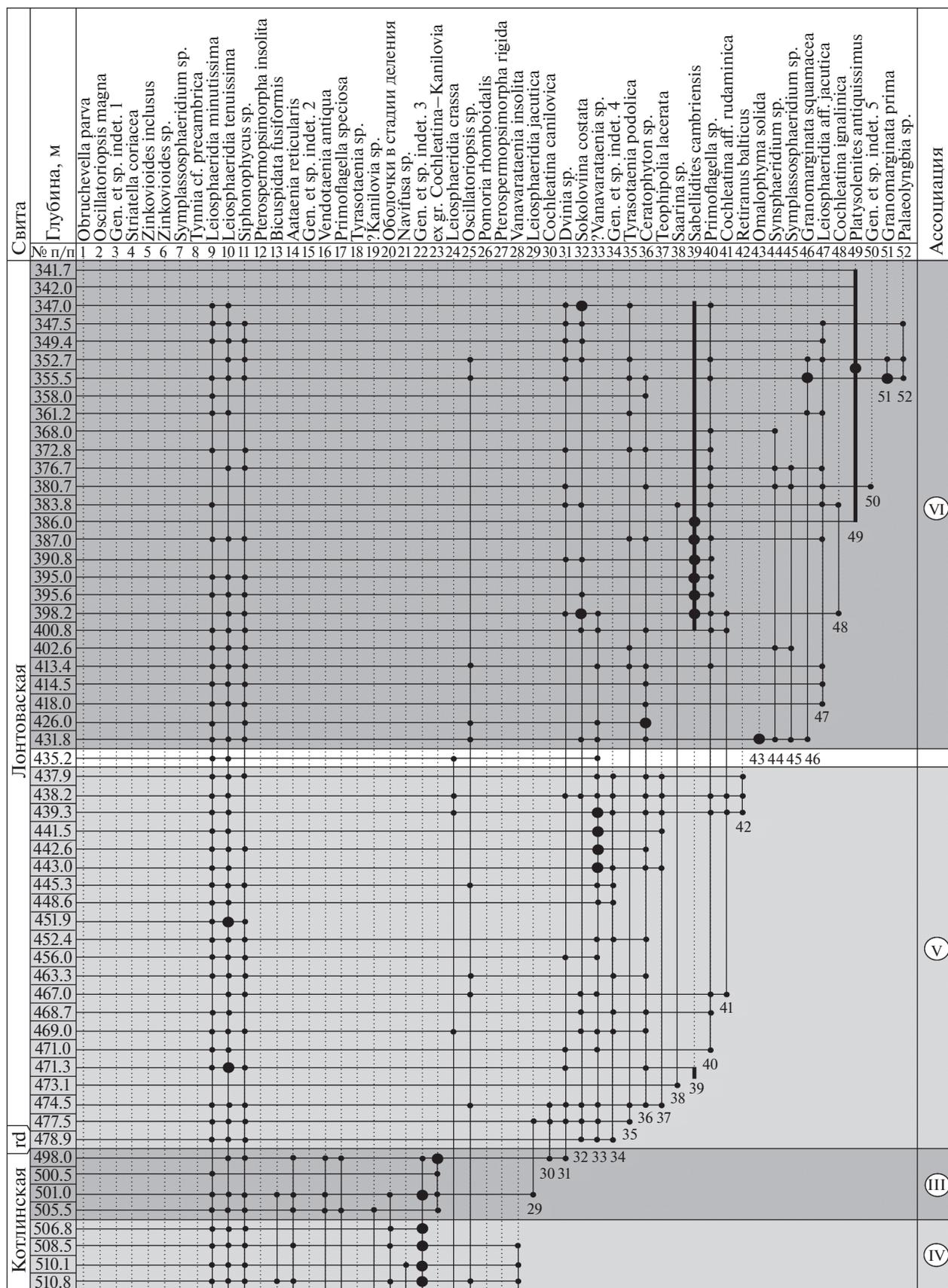


Рис. 3. Таксономическое разнообразие и стратиграфическое распространение ископаемых организмов в венд-кембрийских отложениях скв. Северо-Полоцкая.

1–6 – ассоциации микрофоссилий: 1 – ассоциация I с *Striatella coriacea*–*Zinkovioides inclusus*, 2 – ассоциация II с *Leiosphaeridia minutissima*–*Leiosphaeridia tenuissima*, 3 – ассоциация III с *Aataenia reticularis*–*Primoflagella speciosa*–*Vendotaenia antiqua*, 4 – ассоциация IV с *Aataenia reticularis*–*Bicuspidata fusiformis*, 5 – ассоциация V с *Teophipolia lacerate*–*Gen. et sp. indet.*, 6 – ассоциация VI с *Granomarginata squamacea*–*Cochleatina ignalinica*–*Platysolenites antiquissimus*; 7 – единичные находки; 8 – массовое распространение таксона. Сокращение: rd – рудаминская свита.

песчаников. Песчаники разномерные, тонко- и мелкозернистые, с глинистым (каолиновым, гидрослюдисто-каолиновым, железисто-каолиновым), карбонатно-глинистым (доломит-сидерит-каолиновым) и каолинит-доломитовым цементом гнездового, базально-гнездового типа. Обломочный материал угловато-окатанной формы. Породы пестроцветные, от зеленовато-серых до шоколадно-бурых, горизонтально- и тонкослоистые, грубоплитчатые, с волнистыми поверхностями напластования и косою, линзовидной слоистостью с раздувами и пережимами. Характерны текстуры взмучивания, оползания и внутриформационных срывов. Породы содержат пирит. В инт. 598.0–592.7 м распространены органические пленки.

Третья пачка (мощность 79.3 м) сложена преимущественно аргиллитами темно-серого цвета, каолинит-гидрослюдистого, хлорит-каолинит-гидрослюдистого состава, алевритистыми, с прослоями сидеритов коричневого цвета и буровато-серых глин, обогащенных органическим веществом. Встречены желваки и стяжения пирита. В нижней части пачки отмечаются прослои мелко- и тонкозернистых аркозовых песчаников.

Четвертая пачка (мощность 6.4 м) представлена тонким переслаиванием зеленовато-серых глауконитсодержащих аргиллитов, алевролитов и

песчаников. Характерна полого- и косоволнистая слоистость. В нижней части пачки распространены кварцевые, полевошпат-кварцевые, средне- и крупнозернистые до гравелистых, песчаники. Зерна хорошо окатаны. Песчаники массивные или неяснослоистые, содержат прослои аргиллитов, количество и мощность которых возрастают вверх по разрезу.

Ископаемые организмы обнаружены в третьей и четвертой пачках котлинской свиты. В инт. 585.5–572.5 м выявлена обедненная ассоциация II с *Leiosphaeridia minutissima*–*Leiosphaeridia tenuissima* (рис. 2, 3). На этом уровне спорадически встречаются морфологически просто устроенные гладкостенные акритархи рода *Leiosphaeridia* и нитчатые цианобактерии *Siphonophycus sp.* На гл. 576.6 м обнаружен 1 экземпляр *Bicuspidata fusiformis* *Assejeva, emend. Golubkova, Kushim et Tarasenko*.

Выше по разрезу (инт. 568.9–498 м) выявлены разнообразные микро- и макроскопические ископаемые организмы. По присутствию наиболее характерных таксонов было выделено две ассоциации: ассоциация III с *Aataenia reticularis*–*Primoflagella speciosa*–*Vendotaenia antiqua* и ассоциация IV с *Aataenia reticularis*–*Bicuspidata fusiformis* (рис. 2, 3).

Ассоциация III появляется в разрезе на двух уровнях, в интервалах 568.9–515 и 505.5–498 м.

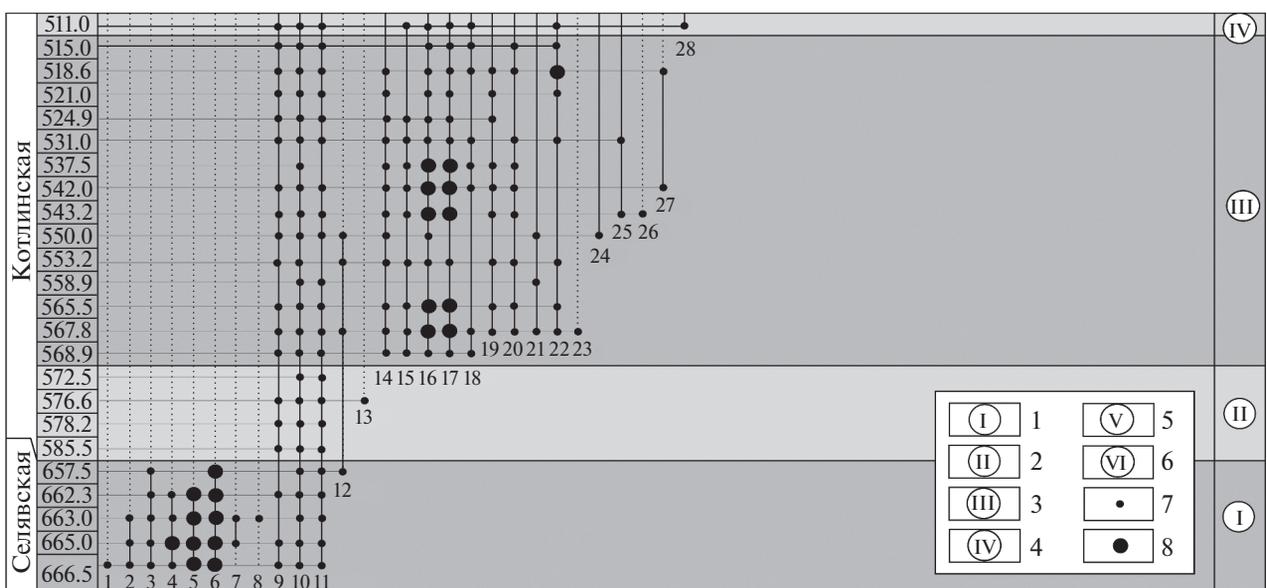


Рис. 3. Окончание

Наиболее широкое распространение имеют макроскопические водоросли *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya (табл. I, фиг. 8). Они обнаружены на межслойковых поверхностях и в постоянных препаратах. По органическим пленкам и вендотениевым водорослям развиты актиномицеты *Primoflagella speciosa* Gnilovskaya (табл. I, фиг. 9), которые выступают в качестве сапротрофов по отношению к первичной органике. Также распространены нитчатые микрофоссилии *Aataenia reticularis* Gnilovskaya, emend. Golubkova, Kushim et Tarasenko (табл. II, фиг. 9, 10).

Характерными представителями третьей ассоциации являются крупные трубчатые образования *Kanilovia insolita* A. Istchenko, на поверхности которых обнаружены спирально-свернутые проблематики *Cochleatina Assejeva* emend. Burzin (табл. III, фиг. 1, 2), *Cochleatina canilovica* Aseeva, emend. Burzin, emend. Slater, Harver, Bekker et Butterfield. Мы предполагаем, что данные формы были зафиксированы в прижизненном положении, что согласуется с выводами А.А. Ищенко (Ищенко, 1983). Спирали *Cochleatina*, как правило, сгруппированы по три экземпляра в кластер (табл. III, фиг. 1, 2б; Slater et al., 2020 и собственные данные). Анализ морфологического строения *Cochleatina canilovica* позволил Б.Дж. Слэйтеру и соавторам интерпретировать данные образования как “ловчий аппарат” многоклеточных хищных животных (Slater et al., 2020).

В составе третьей ассоциации спорадически встречаются акритархи *Leiosphaeridia crassa* (Naukova), emend. Jankauskas, *L. minutissima*, *L. tenuissima*, *PterospERMOPsimorpha insolita* (табл. II, фиг. 1), нитчатые микрофоссилии *Pomoria rhomboidalis* Siverzeva, цианобактерии *Oscillatorioopsis* Schopf, emend. Knoll et Golubic, emend. Knoll, Swett et Mark, emend. Butterfield, *Siphonophycus* sp., вендотениевые водоросли *Tyrasotaenia* Gnilovskaya и разнообразные крупные сферические и овальные оболочки, находящиеся на разной стадии деления (табл. II, фиг. 2, 3). Особый интерес вызывают находки новых микроорганизмов *Gen. et sp. indet. 2.* (табл. II, фиг. 6, 7). Эти формы представляют собой линейно-вытянутые фрагменты, несущие характерные зубчики-чешуйки. Подобный план строения у докембрийских организмов установлен впервые. Также к новому таксону *Gen. et sp. indet. 3* могут быть отнесены ветвящиеся микроорганизмы с характерными сферическими образованиями на конце нитей. Эти формы сохраня-

ются в ископаемом состоянии за счет фиксации на растительных пленках.

Ассоциация IV с *Aataenia reticularis*—*Bicuspidata fusiformis* выявлена в инт. 511—506.8 м. На этом стратиграфическом уровне наблюдается сокращение таксономического разнообразия ископаемых организмов (рис. 3). Из состава биоты исчезают вендотениевые водоросли, актиномицеты и некоторые другие таксоны, а массовое распространение получают нитчатые микрофоссилии *Aataenia reticularis*, *Bicuspidata fusiformis*, *Siphonophycus* sp., *Gen. et sp. indet. 3* (фиг. II, фиг. 8) и крупные делящиеся оболочки (фиг. II, фиг. 4). В нижней части интервала выявлены единичные грибоподобные организмы *Vanavarataenia insolita* Pjatiletov. Спорадически встречаются морфологически просто устроенные акритархи *Leiosphaeridia minutissima*, *L. tenuissima*.

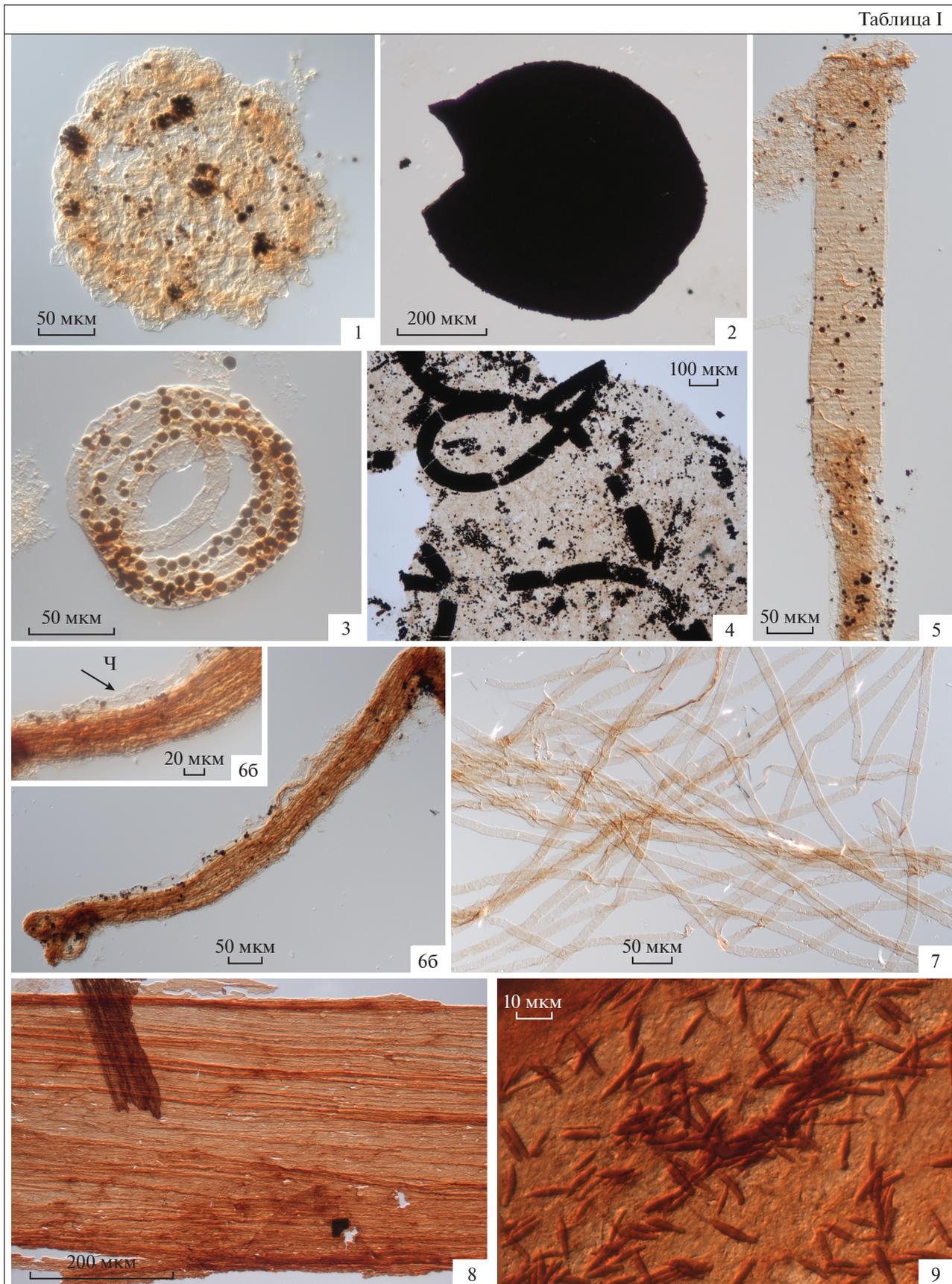
Рудаминская свита (мощность 16.9 м) без видимого перерыва залегает на порогах котлинской свиты. Стратотип свиты установлен в инт. 356—332 м скв. Вилкишкяй-68 (*Vilkiškės-68*) Литвы (Геология..., 1982; Решение..., 1986; Jankauskas, 2002). Нижняя часть свиты (инт. 495.6—480.0 м) представлена косослоистыми аркозовыми гравелитами и песчаниками светло-бежевого цвета с тонкими прослоями зеленовато-серых слюдистых алевролитов. Зерна хорошо окатаны, сцементированы глинистым материалом гидрослюдисто-каолинитового состава и гипсом. Породы содержат пирит и интракласты глин зеленовато-серого цвета. В инт. 480—479 м залегают горизонтально-слоистые светло-серые тонко-, мелкозернистые кварцевые песчаники с прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники рыхлые, хорошо сортированные, с гидрослюдисто-каолинитовым цементом, содержат стяжения сидерита. Верхняя часть свиты (инт. 480—478.7 м) сложена тонко переслаивающимися зеленовато-серыми гидрослюдисто-каолинитовыми аргиллитами и слюдистыми алевролитами.

Лонтоваская свита (мощность 140 м) согласно залегает на рудаминской свите. Стратотип свиты установлен за пределами Беларуси, в карьере Кунда, около дер. Лонтова Эстонии (Стратиграфический..., 1975). Свита представлена зеленовато-серыми, серыми, в верхней части разреза пестроцветными, слюдистыми, глауконитсодержащими алевролитами с линзами и тонкими прослоями аргиллитов, глин каолинит-гидрослюдистого состава и полевошпат-кварцевых песчаников с глинисто-доломи-

Таблица I. Редкинская и котлинская ассоциации ископаемых организмов.

1 — *Tynnina* cf. *precambrica* (Tynni et Donner), emend. Burzin; гл. 666.5 м, обр. СП-663.5, преп. 2; 2 — *Chuarina circularis* Walcott, emend. Vidal et Ford, emend. Jankauskas; гл. 665 м, обр. СП-665, преп. 2; 3 — *Obruchevella parva* Reitlinger, emend. Yakschin et Luchinina, emend. Burzin; гл. 666.5 м, обр. СП-663.6, преп. 3; 4 — нитчатые микроорганизмы *Zinkovioides inclusus* Hermann, захороненные на растительной пленке; гл. 665 м, обр. СП-665, преп. 2; 5 — *Striatella coriacea* Assejeva; гл. 666.5 м, обр. СП-663.6, преп. 4; 6 — *Gen. et sp. indet. 1*; гл. 663 м, обр. СП-663.1, преп. 1; 7 — *Siphonophycus* sp.; гл. 498 м, обр. СП-501.9, преп. 1; 8 — *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaya; гл. 498 м, обр. СП-501.9, преп. 2; 9 — актиномицеты *Primoflagella speciosa* Gnilovskaya, развитые на *Vendotaenia antiqua*; гл. 567.5 м, обр. СП-568.7, преп. 6. Сокращение: ч — чехол.

Таблица I



товым, доломит-глинистым цементом порового типа, реже с пойкилитовым гипсовым цементом. Песчаники мелко- и среднезернистые до гравелистых, обломочный материал угловато-окатанный. Породы горизонтально-слоистые, с волнистыми поверхностями напластования, присутствуют желваки пирита диаметром до 2 см. В верхней части разреза появляются тонкие прослои доломитовых алевролитов и аргиллитов. В инт. 425.5–416.0 м выявлены косослоистые тонкозернистые песчаники с трещинами усыхания. На межслойковых поверхностях широко распространены пиритизированные следы ползания и объемные слепки роющих организмов.

Ассоциация V с *Teorhipolia lacerata*—Gen. et sp. indet. 4 установлена в инт. 478.9–437.9 м (рис. 2, 3). На этом стратиграфическом уровне обнаружены овальные оболочки с отверстием *Teorhipolia lacerata* Kirjanov (табл. III, фиг. 3), роговидно изогнутые фрагменты *Ceratophyton Kirjanov* и новые микрофоссилии Gen. et sp. indet. 4 (табл. III, фиг. 4–6). Последние представляют собой гладкую трубку, вокруг которой по спирали навито лентовидное образование. Характерными представителями пятой и шестой ассоциаций являются разнообразные по морфологии грибоподобные организмы, отнесенные со знаком вопроса к роду *Vanavarataenia Pjatiletov* (табл. IV, фиг. 4, 5). Эти организмы также могут быть сопоставлены с проблематиками *Baltinema rana Slater, Harvey, Guilbaud et Butterfield* (Slater et al., 2017). Имеет ли *Baltinema rana* самостоятельный статус, либо вид необходимо включить в состав ранее выделенного рода *Vanavarataenia*, пока не вполне понятно.

В составе пятой ассоциации спорадически встречаются акритархи *Leiosphaeridia jacutica* (B.V. Timofeev) emend. Mikhailova et Jankauskas, *L. crassa* (Naumova), emend. Jankauskas, *L. minutissima*, *L. tenuissima* Eisenack, цианобактерии *Siphonophycus* sp., *Oscillatoriopsis* sp., предполагаемые актиномицеты *Primoflagella Gnilovskaya*, трубчатые образования *Sokoloviina costata Kirjanov*, водоросли *Tyrasotaenia podolica Gnilovskaya* и свернутые в спирали *Cochleatina aff. rudaminica Paškevičiene, Cochleatina Assejeva*. В нижней части разреза обнаружены макроскопические органические трубки *Sabellidites cambriensis Yanishevsky*, а также проходящие из отложений котлинского горизонта *Cochleatina canilovica*. В инт. 439.3–437.9 м распространены проблематики *Retiranus balticus Slater, Harvey et Butterfield* (табл. III, фиг. 7–9), а на гл. 472.8 и 471.3 м обнаружено два эк-

земпляра *Saarina Sokolov, emend. Gnilovskaya*. В постоянных препаратах присутствовал пирит. Выше по разрезу, на глубине 435.2 м выявлены единичные транзитные микрофоссилии родов *Leiosphaeridia, Siphonophycus, ?Vanavarataenia* (рис. 3).

Ассоциация VI *Granomarginata squamacea—Cochleatina ignalinica—Platysolenites antiquissimus* установлена в интервале 431.8–347 м (рис. 2, 3). На фоне проходящих снизу таксонов *Ceratophyton* sp. (табл. IV, фиг. 3), *Primoflagella* sp. (табл. IV, фиг. 12), *Sabellidites cambriensis* (табл. IV, фиг. 13), *Sokoloviina costata* (табл. III, фиг. 10–12), *Tyrasotaenia podolica* (табл. IV, фиг. 11) обнаружены кремнистые трубки *Platysolenites antiquissimus* Eichwald (табл. IV, фиг. 10), акритархи *Granomarginata prima Naumova, G. squamacea Volkova* (табл. IV, фиг. 1), спирально-свернутые формы, осложненные зубчиками двух типов *Cochleatina ignalinica Paškevičiene* (табл. IV, фиг. 9), а также разнообразные по форме колонии, отнесенные к формальным родам *Synsphaeridium Eisenack* (табл. IV, фиг. 6, 7), *Symplassosphaeridium Timofeev*. На гл. 431.8 отмечается массовое распространение нитчатых микрофоссилий *Omalophyma solida Golub*. (табл. IV, фиг. 8). В верхней части интервала обнаружен фрагмент трубки *Saarina* sp. (табл. IV, фиг. 14) и один экземпляр оболочки Gen. et sp. indet. 5 (табл. IV, фиг. 2), орнаментированный на одном из “полюсов” характерными овальными бугорками. В органоматерате присутствовал пирит.

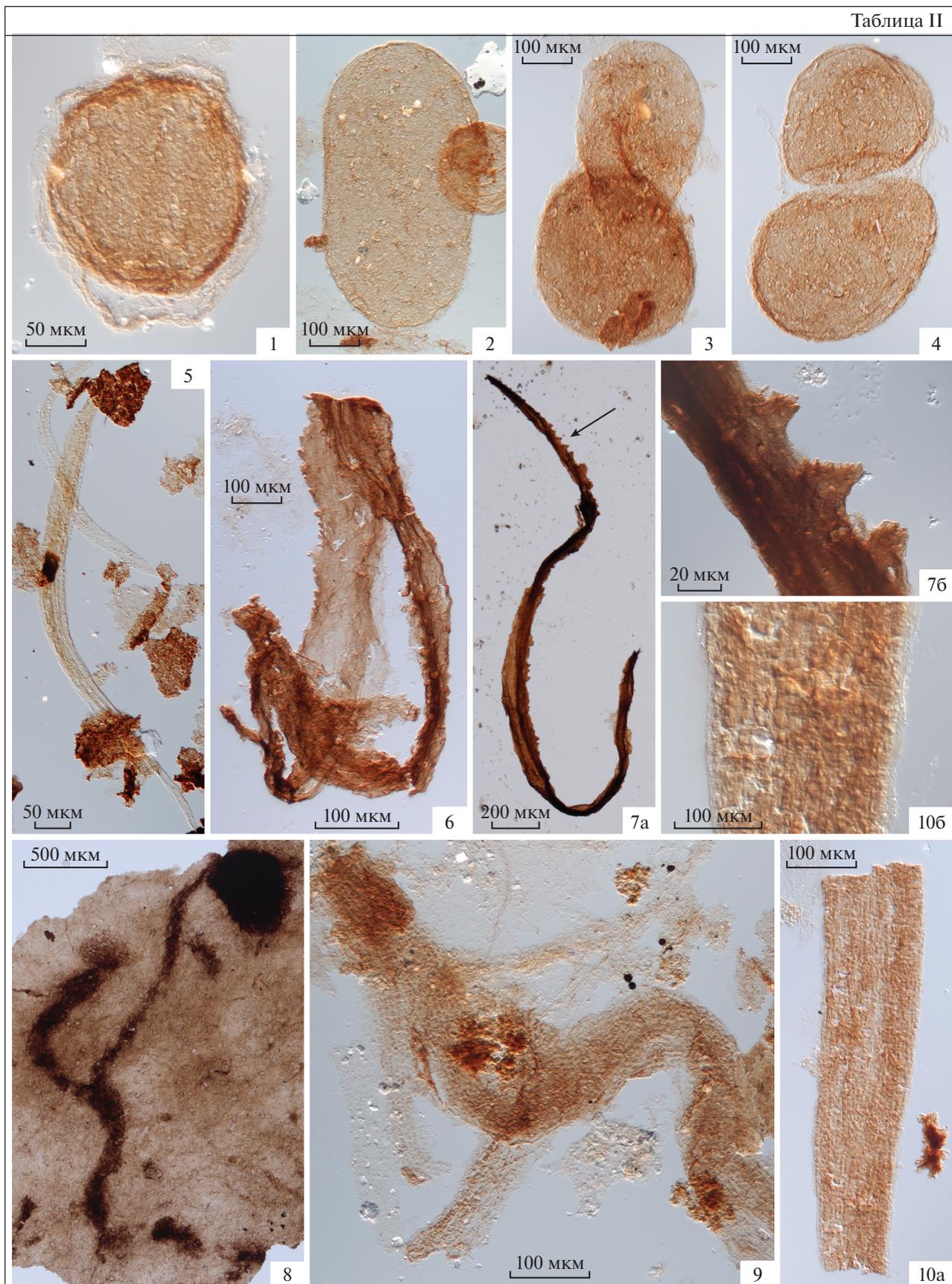
АНАЛИЗ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВЫЯВЛЕННЫХ ИСКОПАЕМЫХ ОРГАНИЗМОВ

Отложения волынской и нижней части валдайской серий сложены красноцветными грубозернистыми терригенными породами, накопившимися в обстановках, неблагоприятных для развития и захоронения организмов. Относительно богатая первая ассоциация обнаружена в сероцветных алевролитах и аргиллитах селявской свиты. На фоне проходящих таксонов на этом уровне выявлены многочисленные крупные цианобактерии *Striatella coriacea*. Эти микрофоссилии распространены в редкинском горизонте европейской части России, Украины, Молдавии (Асеева, Великанов, 1983; Вендская..., 1985а; Соколов, 1997; Бурзин, 1998). На территории Беларуси они известны из черницкой свиты редкинского горизонта Оршанской впадины (Голубкова и др., 2021б). Предполагаемые серные бактерии *Zinkovioides inclusus* описаны из редкинского го-

Таблица II. Котлинская ассоциация ископаемых организмов.

1 — *Pterospermopsimorpha insolita* B.V. Timofeev, emend. Mikhailova; гл. 510.1 м, обр. СП-512, преп. 2; 2–4 — сферические оболочки в разной стадии размножения; 2, 3 — гл. 518.6 м, обр. СП-518.3, преп. 6; 4 — гл. 506.8 м, обр. СП-508.8, преп. 1; 5 — *Vicuspidata fusiformis* Assejeva, emend. Golubkova et al.; гл. 498 м, обр. СП-501.9, преп. 2; 6, 7 — Gen. et sp. indet. 2; гл. 567.5 м, обр. СП-568.7; 6 — преп. 6, 7 — преп. 7; 8 — Gen. et sp. indet. 3; гл. 818.6 м, обр. СП-518.3, преп. 5; 9, 10 — *Aataenia reticularis* Gnilovskaya, emend. Golubkova et al.; гл. 524.9 м, обр. СП-527: 9 — преп. 1, 10 — преп. 3.

Таблица II



ризонта: из ярышевской свиты Украины (Вендская..., 1985a; Соколов, 1997), гаврилов-ямской свиты Московской синеклизы (Бурзин, 1998), старорусской свиты Ленинградской области (Голубкова и др., 2018, 2021a) и черницкой свиты Оршанской впадины Беларуси (Голубкова и др., 2021б). Колониальные формы *Tynnia presambrica* выявлены в редкинском горизонте Украины, Беларуси, на севере Русской плиты (Ленинградская, Архангельская области; Бурзин, 1997; Голубкова и др., 2018, 2021a). Нитчатые микрофоссилии *Obruchevela parva* известны из верхневендских—нижнекембрийских отложений, массовые находки выявлены в редкинском горизонте ВЕП (Buzin, 1995a). Предполагаемые колонии *Tynnia presambrica* (Willman, Slater, 2021, фиг. 9, j–n) и спирально-свернутые цианобактерии *Obruchevela* sp. были обнаружены в аргиллитах формации Хайлуото (Hailuoto) и близких к ним отложениях эдиакария Финляндии. Присутствие крупных цианобактерий ex gr. *Palaeolyngbya–Striatella* (Willman, Slater, 2021, фиг. 5), а также представителей родов *Tynnia*, *Obruchevela* может указывать на редкинский возраст отложений Финляндии.

В котлинской свите обнаружена обедненная ассоциация II и более богатые ассоциации III и IV. В составе второй ассоциации на фоне единичных транзитных таксонов (*Leiosphaeridia*, *Siphonophycus*) выявлен один экземпляр *Vicuspidata fusiformis*. Нитчатые цианобактерии *Vicuspidata fusiformis* известны из котлинского горизонта каниловской свиты Вольни, жарновской и крушановской свит каниловской серии Подолии (Асеева, 1982; Вендская..., 1985a; The State..., 2008 (2010)), василеостровской свиты Ленинградской области (Голубкова и др., 2020) и верхней части ремшинской свиты Ярославской впадины (Стратиграфическая..., 1996).

В составе третьей ассоциации распространены *Vendotaenia antiqua* и *Primoflagella speciosa*, характерные для котлинского горизонта ВЕП (Волкова и др., 1979; Вендская..., 1985a; Гниловская и др., 1988; The State..., 2008 (2010); Голубкова и др., 2020; 2021б; Arverstal, Willman, 2020). Типичными представителями третьей биоты являются трубчатые организмы *Kanilovia insolita*, которые находятся в тесной взаимосвязи со спирально-свернутыми проблематиками *Cochleatina* sp. Макроскопические “слоевища” *Kanilovia insolita* с “тонкими, свернутыми в плоские спирали нитями” были обнаружены в каниловской серии котлинского горизонта Подольского Приднестровья Украины (Ищенко, 1983). Подобные образования ex gr. *Kanilovia–Co-*

chleatina найдены нами в василеостровской свите котлинского горизонта скв. Уткина-Заводь-1 Ленинградской области (Голубкова и др., 2020). Отдельно закрученные в спирали ленты *Cochleatina canilovica* описаны из котлинского и нижней части ровенского горизонтов каниловской свиты Вольни (Buzin, 1995b; Соколов, 1997), из котлинского горизонта крушановской свиты Подолии и котлинской свиты Эстонии (Slater et al., 2020).

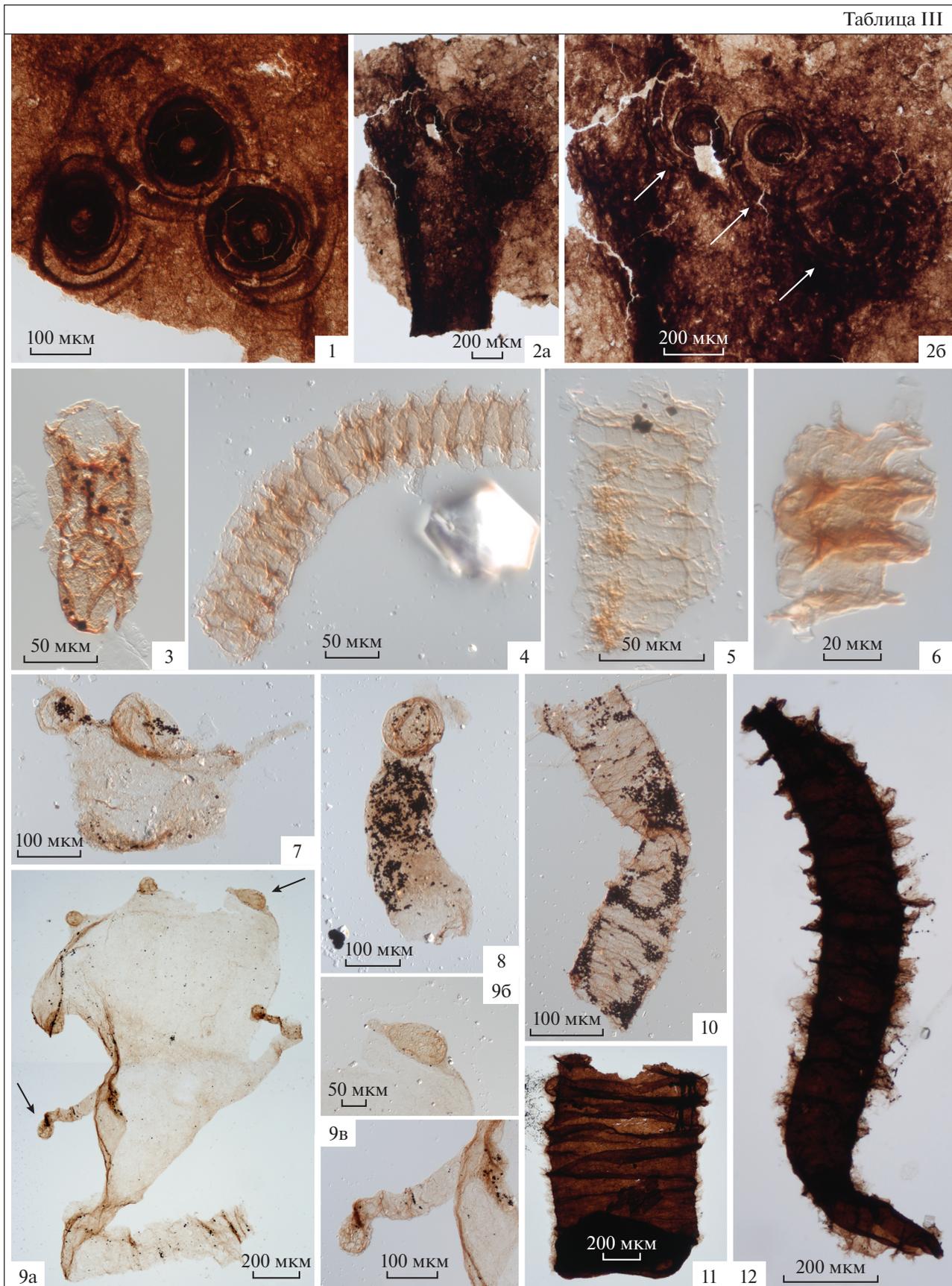
Обнаруженные в третьей и четвертой ассоциациях микрофоссилии *Aataenia reticularis* являются видом-индексом котлинского горизонта европейской части России (Стратиграфическая..., 1996). Они выявлены в котлинской свите Эстонии (Гниловская, 1976; Волкова и др., 1979), василеостровской свите Ленинградской области (Голубкова и др., 2020), в любимской и ремшинской свитах Ярославской впадины (Стратиграфическая..., 1996), колковской свите Вольни (Buzin, 1995b) и некоторых других местонахождениях. Нитчатые микрофоссилии *Pomoria rhomboidalis* также известны из котлинской свиты Эстонии и севера европейской части России (Вендская..., 1985a; Голубкова и др., 2020; Arverstal, Willman, 2020). В обобщающих работах по микрофоссилиям докембрия ВЕП (Микрофоссилии..., 1989; Пискун, 2013) их диапазон распространения оценивается в пределах редкинско-котлинского горизонтов. На наш взгляд, находки *Pomoria rhomboidalis* в редкинском горизонте требуют дополнительной проверки. В изученных нами разрезах микрофоссилии *Pomoria rhomboidalis* распространены в мелководных обстановках опресненного котлинского бассейна и неизвестны в нижележащих отложениях редкинского горизонта, охарактеризованного своим набором таксонов (Голубкова и др., 2020, 2021a; настоящая работа).

В составе четвертой ассоциации обнаружены котлинские нитчатые цианобактерии *Vicuspidata fusiformis* и грибоподобные организмы *Vanavartaenia insolita*. Последние описаны из василеостровской свиты Ленинградской области (Голубкова и др., 2020) и вендских отложений непского горизонта внутренних районов Сибирской платформы (Микрофоссилии..., 1989; Наговицин, Кочнев, 2015; Голубкова, Кочнев, 2018). Отдельные фрагменты *Vanavartaenia insolita* имеют близкое морфологическое сходство с видами *Vendomycetes major* Buzin и *Baltinema gana*, что, на наш взгляд, требует проведения ревизии этих ископаемых организмов. Представители *Vendomycetes major* описаны

Таблица III. Котлинская и раннекембрийские ассоциации ископаемых организмов.

1 – три экземпляра *Cochleatina Assejeva emend. Buzin* на растительной пленке; гл. 498 м, обр. СП-498, преп. 8; 2 – три экземпляра *Cochleatina* sp., “зафиксированные” на *Kanilovia insolita* A. Istchenko; гл. 501 м, обр. 591, преп. 4; 3 – *Teophipolia lacerata* Kirjanov; гл. 439.3 м, обр. СП-440.1, преп. 1; 4–6 – Gen. et sp. indet. 4: 4 – гл. 443 м, обр. СП-444.6, преп. 2; 5, 6 – гл. 463.3 м, обр. СП-463.8: 5 – преп. 2, 6 – преп. 4; 7–9 – *Retiranus balticus* Slater, Harvey et Butterfield; гл. 437.9 м, обр. СП-437.9: 7 – преп. 2, 8 – преп. 1, 9 – преп. 3; 10–12 – *Sokoloviina costata* Kirjanov: 10, 11 – гл. 398.2 м, обр. СП-398.2: 10 – преп. 4, 11 – преп. 7; 12 – гл. 347 м, обр. 408, преп. 2.

Таблица III



из верхневендских отложений котлинского горизонта ВЕП (Бурзин, 1993, 1998; Соколов, 1997) и старореченской свиты Анабарского поднятия Сибирской платформы (Воробьева, Петров, 2014). Микрофоссилии *Baltinema gapa* известны из нижнего кембрия Швеции (Slater et al., 2017). Новые микрофоссилии *Gen. et sp. indet. 2* и *Gen. et sp. indet. 3* обнаружены нами также в василеостровской свите котлинского горизонта скв. Тайцы-2 Ленинградской области (неопубликованные данные), что может указывать на высокий корреляционный потенциал ископаемых организмов.

В рудаминской свите и нижней части лонтоваской свиты установлена пятая ассоциация, а в верхней части лонтоваской свиты – шестая ассоциация. Характерным таксоном пятой ассоциации являются овалы *Teorphipolia lacerata*. Эти микрофоссилии появляются в верхней части котлинского горизонта (Burzin, 1995b; Голубкова и др., 2021б), массовое их распространение приурочено к ровенскому горизонту ВЕП (Волкова и др., 1979; Пашкавичене, 1980; Махнач и др., 1985). Проблематики *Retiranus balticus* были недавно описаны из нижнекембрийских отложений терреновия (Terreneuvian) Литвы и Эстонии (Slater et al., 2018).

В составе пятой и шестой ассоциаций обнаружены макроскопические органические трубки *Sabellidites cambriensis* и *Saarina* sp. Фрагменты трубок *Sabellidites* распространены в ровенском–лонтоваском горизонтах ВЕП (Кириянов, 1969; Розанов, 1973; Пашкавичене, 1980; Махнач и др., 1985; Соколов, 1997). Представители *Saarina* sp. обнаружены в редкинском горизонте Московской, Мезенской синеклиз ВЕП и в ровенском горизонте Ленинградской области скв. Гатчина-13 (Вендская..., 1985а; Гниловская, 1996; Соколов, 1997). Проблематики *Sokoloviina costata* описаны из ровенского горизонта Украины и европейской части России (Кириянов, 1968; Стратиграфическая..., 1996; Соколов, 1997), а также из лонтоваской свиты Прибалтики (Slater et al., 2018). Вендотениевые водоросли *Tyrasotaenia podolica* найдены в верхней части котлинского горизонта, в ровенском и лонтоваском горизонтах западных, северо-западных и центральных районов ВЕП (Волкова и др., 1979; Вендская..., 1985а; Махнач и др., 1985; Гниловская и др., 1988; Стратиграфическая..., 1996; The State..., 2008 (2010); Голубкова и др., 2021а). Фрагменты роговидной формы *Sera-*

tophyton sp. широко распространены в ровенском и лонтоваском горизонтах ВЕП (Пашкавичене, 1980; Вендская..., 1985а; Slater et al., 2017 и др.).

Выявленные в шестой ассоциации кремнистые трубки *Platysolenites antiquissimus* появляются в ровенском горизонте, широкое распространение имеют в лонтоваском горизонте, а единичные их находки известны из люкатинского, вергальского горизонтов среднего кембрия (Кириянов, 1969; Розанов, 1973; Волкова и др., 1979; Пашкавичене, 1980; Махнач и др., 1985). Виды *Cochleatina ignalinica*, *C. rudaminica* обнаружены также в ровенском и лонтоваском горизонтах ВЕП (Пашкавичене, 1980; Вендская..., 1985а; Burzin, 1995b). Маргинатные акритархи рода *Granomarginata* являются характерными представителями лонтоваских биот ВЕП, отдельные находки известны также из отложений среднего кембрия (Волкова и др., 1979; Moczyłowska, 1991, 2011 и др.).

Анализ литературных и полученных нами данных позволил установить для первой ассоциации ископаемых организмов редкинский возраст, для второй, третьей и четвертой ассоциаций – котлинский возраст, для пятой ассоциации – ровенский–лонтоваский возраст и для шестой ассоциации – лонтоваский возраст. Виды-индексы провинциальной зоны *Teorphipolia lacerata*–*Cochleatina rudaminica*, установленной для ровенского горизонта Беларуси (Махнач и др., 2005б), имеют более широкий стратиграфический интервал распространения, чем предполагалось ранее.

По таксономическому составу первая сельвская ассоциация сопоставляется с черницкой, сельвской биотами Оршанской впадины Беларуси и первой старорусской биотой Ленинградской области, третья котлинская ассоциация – со второй и третьей василеостровской биотами, а четвертая котлинская – с пятой и шестой василеостровскими биотами северо-запада России (Голубкова и др., 2020, 2021а, 2021б). Предполагается, что смешанный состав третьей и четвертой ассоциаций, установленных в скв. Северо-Полоцкая, может указывать на накопление котлинских осадков в более мелководных обстановках, по сравнению с отложениями Ленинградской области. Очевидно, еще более мелководной части бассейна отвечают территории северо-запада ВЕП. Так, в отложениях котлинской свиты Эстонии распространены преимущественно обедненные биоты, представленные цианобактериями и морфологи-

Таблица IV. Раннекембрийские ассоциации ископаемых организмов.

1 – *Granomarginata squamacea* Volkova; гл. 431.8 м, обр. СП-433.8, преп. 1; 2 – *Gen. et sp. indet. 5*; гл. 380.7 м, обр. СП-380.2, преп. 1; 3 – *Ceratophyton Kirjanov*; гл. 402.6 м, обр. СП-402.6, преп. 2; 4, 5 – *?Vanavarataenia Pjatiletov*; гл. 398.2 м, обр. СП-398.2; 4 – преп. 4, 5 – преп. 2; 6, 7 – *Synsphaeridium Eisenack*; 6 – гл. 368 м, обр. 427, преп. 2; 7 – гл. 380.7 м, обр. СП-380.2, преп. 1; 8 – *Omalophyton solida* Golub.; гл. 431.8 м, обр. СП-433.8, преп. 1; 9 – *Cochleatina ignalinica* Paškevičienė; гл. 383.8 м, обр. 440, преп. 2; 10 – *Platysolenites antiquissimus* Eichwald; гл. 353 м, обр. СП-353; 11 – актиноиды, развитые по фрагменту водоросли *Tyrasotaenia podolica* Gnilovskaya; гл. 398.2 м, обр. СП-398.2, преп. 2; 12 – *Primoflagella Gnilovskaya*; гл. 368 м, обр. СП-368, преп. 1; 13 – *Sabellidites cambriensis* Yanishevsky; гл. 387.2 м, обр. СП-386.5; 14 – *Saarina* sp.; гл. 383.8 м, обр. 440.

Таблица IV



чески просто устроенными эврифаціальными акритархами (Arverstal, Willman, 2020).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ таксономического разнообразия и вертикального распространения ископаемых организмов в разрезе параметрической скв. Северо-Полоцкая позволил выделить шесть ассоциаций. В селявской свите обнаружена редкинская ассоциация микрофоссилий I с *Striatella coriacea*–*Zinkovioides inclusus*. В верхней части котлинской свиты выявлена одна обедненная ассоциация II с *Leiosphaeridia minutissima*–*Leiosphaeridia tenuissima* и две более богатые ассоциация III с *Aataenia reticularis*–*Primoflagella speciosa*–*Vendotaenia antiqua* и ассоциация IV с *Aataenia reticularis*–*Vicuspidata fusiformis* котлинского возраста. Ассоциация III появляется в разрезе на двух стратиграфических уровнях, что опосредованно может указывать на колебания уровня моря во время накопления третьей и четвертой пачек котлинской свиты.

В рудаминской и нижней части лонтоваской свит выявлена ассоциация V с *Teorphipolia laserata*–Gen. et sp. indet. 4, а выше по разрезу, в верхней части лонтоваской свиты – ассоциация VI с *Granomarginata squamacea*–*Cochleatina ignalinica*–*Platysolenites antiquissimus* раннекембрийского возраста. Граница докембрия–кембрия проведена на глубине 496.6 м по подошве светло-серых гравелитов рудаминской свиты. Последние составляют единый седиментационный ритм с вышележащими алевролитами, содержащими раннекембрийские таксоны. Полученные стратиграфические выводы согласуются с РСС Беларуси. Предполагается, что рудаминская свита залегает на котлинской свите без заметного стратиграфического перерыва. На это указывает постепенный характер смены сообществ ископаемых организмов в интервале 498–474.5 м.

Проведенные исследования позволили выявить единую непрерывную последовательность смены редкинской, котлинской и ровенско-лонтоваской ассоциаций ископаемых организмов, что позволяет считать разрез условно полным и рассматривать скв. Северо-Полоцкая в качестве опорной для центральных районов ВЕП. Полученные палеонтологические данные детализируют таксономическую характеристику переходных отложений верхнего венда–нижнего кембрия, что следует учитывать при разработке региональных стратиграфических схем нового поколения, а также в эволюционных и палеофаціальных построениях.

Источники финансирования. Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-05-00427 и в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2021-0003 при использовании оборудования Центра коллективного пользова-

ния аналитических исследований ранней истории земли (ЦКП АИРИЗ) ИГГД РАН.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абраменко В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. Кембрийские отложения запада Восточно-Европейской платформы и проблемы их корреляции // Литасфера. 1994. № 1. С. 42–55.
- Асеева Е.А. Новые виды планктонных водорослей венда Вольны-Подолы // Систематика и эволюция древних растений Украины. Киев: Наукова думка, 1982. С. 5–16.
- Асеева Е.А., Великанов В.А. Новая находка ископаемых фитоостатков в лядовских слоях венда Подолы (верхний докембрий) // Ископаемая фауна и флора Украины. Киев: Наукова думка, 1983. С. 3–8.
- Бурзин М.Б. Древнейший хитридиомицет (*Mycota, Chytridiomycetes incertae sedis*) из верхнего венда Восточно-Европейской платформы // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1993. С. 21–33.
- 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.
- 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.
- Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В., Саванин В.В., Клямяра В.В., Мазуркевич К.Н., Кротова-Путинцева А.Е., Семёнова Л.Р., Богданов Ю.Б., Петров Б.В., Максимов А.В., Горбацевич Н.Р., Иванова Т.А., Енгальцев С.Ю., Жамойда В.А., Мохов В.В., Сулов Г.А., Журавлева О.Ю., Михайлов М.В., Русецкая Г.А., Бутаков П.М., Вербицкая Н.В., Галитарова А.С., Насонова Л.Д., Саммет Э.Ю., Яновский А.С., Буслевич А.Л., Ауслендер В.Г., Плевинцева Э.С., Гусев А.П., Шатрова Н.А., Винкентерн Ю.С., Атакова М.М., Савиных Т.Н., Чичова И.В., Иванов М.А., Шишилов С.Б., Шеколин Р.А., Цинкобурова М.Г., Таловина И.В., Тарасенко А.И., Никитина Э.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы о-35 – Псков, (N-35), о-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.
- Волкова Н.А., Гниловская М.Б., Палий В.В., Линдзен К., Кирьянов В.В., Палий В.М., Папквичене Л.Т., Пискун Л.В., Пости Э., Розанов А.Ю., Урбанек А., Федонкин М.А., Янкаускас Т.В. Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1979. 212 с.
- Воробьева Н.Г., Петров П.Ю. Род *Vendomyces* Burzin и фациально-экологическая специфика старореченской

- микробиоты позднего венда Анабарского поднятия Сибири и ее стратиграфических аналогов // Палеонтол. журн. 2014. № 6. С. 80–92.
- Геология Беларуси. Отв. ред. Махнач А.С., Гарецкий Р.Г., Матвеев А.В. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Геология республик Советской Прибалтики. Сводная объяснительная записка к геологическим картам масштаба 1 : 500 000. Гл. ред. Гиргялис А.А. Л.: Недра, 1982. С. 304 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.
- Гилювская М.Б. Древнейшие Metaphyta // Международный геол. конгресс. XXV сессия. Докл. сов. геологов. Палеонтология. Морская геология. М.: Наука, 1976. С. 10–14.
- Гилювская М.Б. Новые саариниды венда Русской платформы // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 1. С. 89–93.
- Гилювская М.Б., Иценко А.А., Колесников Ч.М. и др. Вендотениды Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1988. 143 с.
- Голубкова Е.Ю., Кочнев Б.Б. Органостенные микрофоссилии в верхнедокембрийских отложениях внутренних районов Сибирской платформы // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы. Ред. Глебовицкий В.А., Балтыбаев Ш.К. СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. С. 129–144.
- Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Кузнецов А.Б., Яновский А.Б., 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.
- Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Место венда в международной стратиграфической шкале // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 703–717.
- Иценко А.А. К характеристике вендской водорослевой флоры Приднестровья // Стратиграфия и формации докембрия Украины. Киев: Наукова думка, 1983. С. 181–203.
- Кирьянов В.В. Палеонтологические остатки и стратиграфия отложений балтийской серии Вольно-Подолы // Палеонтология и стратиграфия нижнего палеозоя Вольно-Подолы. Киев: Наукова думка, 1968. С. 5–25.
- Кирьянов В.В. Схема стратиграфии кембрийских отложений Вольны // Геол. журн. 1969. Т. XXIX. Вып. 5. С. 48–62.
- Махнач А.С., Шкуратов В.И., Зиновенко Г.В., Пискун Л.В. Кембрий Беларуси. Минск: Наука и техника, 1985. 195 с.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Лапцевич А.Г., Пискун Л.В. Стратиграфическая схема вендских отложений Беларуси // Литасфера. 2005а. № 1(22). С. 36–43.
- Махнач А.С., Зиновенко Г.В., Абраменко В.И., Пискун Л.В. Стратиграфическая схема кембрийских отложений Беларуси // Литасфера. 2005б. № 1(22). С. 44–52.
- Микрофоссилии докембрия СССР. Отв. ред. Янкаускас Т.В. Л.: Наука, 1989. 190 с.
- Наговицин К.Е., Кочнев Б.Б. Микрофоссилии и биофацции вендской ископаемой биоты юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 4. С. 748–760.
- Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембрия Русской платформы. Отв. ред. Келлер Б.М., Шульга П.Л. Киев: ИГН АН УССР, 1978. 36 с.
- Пашкавичене Л.Т. Акритархи пограничных отложений венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1980. 76 с.
- Пискун Л.В. Микрофоссилии венда Беларуси. Минск, 2013. 67 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Вып. 18. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1978. 111 с.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Вып. 40. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 40 с.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы, 1962 г. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1965. 79 с.
- Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Беларуси, 1981 г. (с унифицированными стратиграфическими корреляционными таблицами). Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 136 с.
- Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по кембрийским отложениям Русской платформы (г. Вильнюс, 1983 г.). Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 49 с.
- Рифей и венд Беларуси. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
- Розанов А.Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. М.: Наука, 1973. 164 с.
- Соколов Б.С. Стратиграфическая схема нижнепалеозойских (додевонских) отложений северо-запада Русской платформы // Девон Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1953. С. 16–38.
- Соколов Б.С. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. Геол. сб. 3. Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 5–67 (Тр. ВНИГРИ. Вып. 126).
- Соколов Б.С. Венд Русской платформы: его границы расчленения и стратиграфические аналоги // Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифейю) Русской платформы. М.: Наука, 1974. С. 3–10.
- Соколов Б.С. Вендская система: предкембрийская геобиологическая среда // Международный геол. конгресс. XXVI сессия. Докл. сов. геол. Палеонтология. Стратиграфия. М.: Наука, 1980. С. 9–21.

- Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд, 1997. 156 с.
- Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л.: Недра, 1975. 622 с.
- Стратиграфический словарь. Верхний венд (Северная Евразия в границах бывшего СССР). М.: Наука, 1994. 351 с.
- Стратиграфическая схема вендских отложений Московской синеклизы. Объяснительная записка. М., 1996. 46 с.
- Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: ГП “БелНИГРИ”, 2010. 282 с.
- Федонкин М.А. Беломорская биота венда (докембрийская бесскелетная фауна севера Русской платформы. М.: Наука, 1981. 100 с.
- Arverstal E.H.M., Willman S. Organic-walled microfossils in the Ediacaran of Estonia: Biodiversity on the East European Platform // *Precambrian Res.* 2020. V. 341. 105626
- Burzin M.B. Late Vendian Helicoids Filamentous Microfossils // *Paleontol. J.* 1995a. V. 29. № 1A. P. 1–34.
- Burzin M.B. Redescription of the enigmatic microfossil Cochleatina from the Upper Vendian of the East European Platform // *Paleontol. J.* 1995b. V. 29. № 2A. P. 51–80.
- Jankauskas T. Cambrian stratigraphy of Lithuania. Vilnius: Institute of Geology of Lithuania, 2002. 256 p.
- Meidla T. Ediacaran and Cambrian stratigraphy in Estonia: an updated review // *Eston. J. Earth Sci.* 2017. V. 66. № 3. P. 152–160.
- Moczyłowska M. Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian–Cambrian boundary in southeastern Poland. Oslo: Universitetsforlaget, 1991. № 29. 127 p.
- Moczyłowska M. The early Cambrian phytoplankton radiation: acritarch evidence from the Lükati Formation, Estonia // *Palynology.* 2011. V. 35. № 1. P. 103–145.
- Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson Per-G., Kuzmenkova O. The U–Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant // *GFF.* 2016. V. 138. Iss. 1. P. 17–30.
- Slater B.J., Harvey T.H.P., Gulbaud R., Butterfield N.J. A cryptic record of Burgess shale-type diversity from the Early Cambrian of Baltica // *Palaeontology.* 2017. V. 60. Pt. 1. P. 117–140.
- Slater B.J., Harvey T.H.P., Butterfield N.J. Small carbonaceous fossils (SCFs) from the Terreneuvian (Lower Cambrian) of Baltica // *Palaeontology.* 2018. V. 61. Pt. 3. P. 1–20.
- Slater B.J., Harvey T.H.P., Bekker A., Butterfield N.J. Cochleatina: an enigmatic Ediacaran–Cambrian survivor among small carbonaceous fossils (SCFs) // *Palaeontology.* 2020. V. 63. Pt. 5. P. 733–752.
- The State Geological Map of Ukraine in the scale 1 : 200000, map sheets M-35-XXVIII (Bar), M-35-XXXIV (Mogylyv-Podilskiy) (in the limits of Ukraine). Explanatory Notes. Kyiv: Ministry of Environment Protection of Ukraine, State Geological Survey, Ukrainian State Geological Research Institute. Kiev: UkrSGRI, 2008 (2010). 218 p.
- Willman S., Slater B.J. Late Ediacaran organic microfossils from Finland // *Geol. Mag.* 2021. V. 158. Iss. 12. P. 2231–2244.

Рецензенты Е.Г. Раевская, М.А. Федонкин

Paleontological Characteristics of the Upper Vendian–Lower Cambrian Sediments in the Section of the North Polotsk Borehole of the East European Platform, Belarus

E. Yu. Golubkova^{a, #}, O. F. Kuzmenkova^b, A. G. Laptsevich^b, E. A. Kushim^a,
T. V. Vaskaboinikava^b, and M. O. Silivanov^{a, c}

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

^b State Enterprise “Research and Production Center for Geology”, Branch “Institute of Geology”, Minsk, Belarus

^c Saint-Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

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

In boreholes of the central regions of the East European Platform, continuous terrigenous sequences of the Vendian–Lower Cambrian are exposed, which makes it possible to consider them as reference for the development of a unified Regional stratigraphic scheme for Belarus and the European Russia. This article presents the results of a paleontological and lithological study of a parametric borehole North Polotsk, drilled in the north of Belarus (Latvian saddle). An analysis of the taxonomic diversity of fossil organisms made it possible to identify six associations: association I with *Striatella coriacea*–*Zinkovioides inclusus* of the Redkino age; association II with *Leiosphaeridia minutissima*–*Leiosphaeridia tenuissima*, association III with *Aataenia reticularis*–*Vendotaenia antiqua*–*Primoflagella speciosa* and association IV with *Aataenia reticularis*–*Bicuspidata fusiformis* of the Kotlin age; association V with *Teophipolia lacerate*–Gen. et sp. indet. 4 of the Rovno–Lontova age, and association VI with *Granomarginata squamacea*–*Cochleatina ignalinica*–*Platysolenites antiquissimus* of the Lontova age. The Precambrian–Cambrian boundary is drawn at the base of the Rudamina Formation. The data obtained significantly complement the paleontological characterization of the Vendian–Cambrian transitional deposits, which can be used in stratigraphic and paleofacies constructions.

Keywords: microfossils, macrofossils, biostratigraphy, East European Platform, Belarus, Vendian, Cambrian

УДК 551.7

ПАЛЕОПОЧВЫ КАК МАРКЕРЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ НЕСОГЛАСИЙ В ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗРЕЗА МСТИХИНО, КАЛУЖСКАЯ ОБЛАСТЬ: ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

© 2022 г. Т. В. Алексеева¹ *, В. В. Мальшев¹, А. О. Алексеев¹¹Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Московская область, Россия

*e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su

Поступила в редакцию 04.02.2022 г.

После доработки 25.03.2022 г.

Принята к публикации 27.04.2022 г.

Представлены результаты изучения отложений алексинско-веневского интервала визейского яруса, вскрытых в известняковом карьере Мстихино. Образцы для исследования были отобраны послойно и изучены с применением комплекса минералого-геохимических методов. Вычленены 6 несогласий, отвечающих основным перерывам в отложениях морского эпиконтинентального бассейна. На основании проведенных исследований отложения, слагающие эти несогласия, были диагностированы как палеопочвы, которые были разделены на 4 педотипа. Большинство профилей маломощные, имеют двучленное строение: в разной степени субаэрально преобразованный морской известняк (калькрет или карст) и терригенный слой, также экзогенно преобразованный. Последний формируется на стадии трансгрессии и может представлять собой отложения пресных временных эфемерных озер, морского мелководья, элювий известняка. Выявлен следующий комплекс признаков субаэральной преобразованности кровли известняка: формирование плитчатости и брекчированности, выраженный рельеф, изменения физических свойств (снижение удельного веса, изменение цвета и твердости), наличие ризолитов. Имеют место растворение и переосаждение карбонатов. В химическом составе отмечен рост концентраций Si, Al, Fe, K, тяжелых металлов. Терригенные слои (карбонатные или бескарбонатные) в большинстве случаев представляют собой прибрежно-морские пионерные почвы. Они содержат органическое вещество, биота представлена ризолитами, растительным детритом, спорами растений. Морфологически выраженной и аналитически подтвержденной особенностью является ожелезнение. По данным мессбауэровской спектроскопии железосодержащие фазы представлены окисленными формами: гетитом и гематитом в разных пропорциях. Нижний терригенный уровень михайловского горизонта (МН_{T1}) определен как болотная палеопочва (гистосоль), сформированная на кластогенном бескарбонатном субстрате, представляющем собой донные осадки пресноводного озера, впоследствии обмеленного и заболоченного. Произраставшая здесь растительность характеризовалась большим биоразнообразием, включая мохоподобные растения и древовидные плауновидные. Комплекс полученных характеристик позволил заключить, что в михайловское время климат на изученной территории испытывал колебания. Преобладали гумидные обстановки с количеством атмосферных осадков 800–1000 мм/год. На этом фоне выявлены и более аридные этапы, когда распространение получили кальцисоли. Сравнение полученных результатов с ранее опубликованными данными о почвенном покрове Подмосковного осадочного бассейна в раннем карбоне показало его латеральную пестроту. Вместе с тем палеопочва уровня МН_{T1} обнаруживается и в других карьерах Калужской области. Она морфологически узнаваема, имеет характерный минеральный состав и может рассматриваться в качестве значимой стратиграфической единицы.

Ключевые слова: ранний карбон, Подмосковный осадочный бассейн, педостратиграфия, глинистая минералогия, оксиды железа, изотопный состав С карбонатов, палеоклимат

DOI: 10.31857/S0869592X22060035

ВВЕДЕНИЕ

Известняковый карьер Мстихино располагается в пределах южного крыла Московской синеклизы (рис. 1). В раннем карбоне эта территория занимала северо-восточную окраину Евразий-

ского континента, его приэкваториальную зону. Она представляла собой полуизолированную плоскую низменную равнину (Alekseev et al., 1996). На этапах трансгрессий территорию покрывало теплое мелкое эпиконтинентальное море, что сопровождалось аккумуляцией карбонатов. Динамика

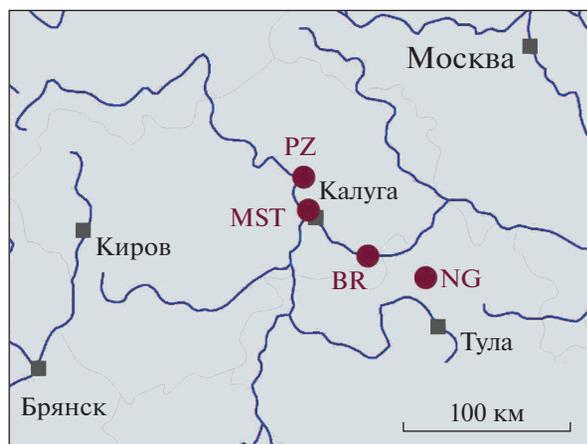


Рис. 1. Каменноугольные карьеры в окрестностях г. Калуга.

MST – карьер Мстихино, PZ – карьер Полотняный завод, BR – карьер Бронцы, NG – карьер Новогуровский.

осадконакопления, обусловленная регрессивно-трансгрессивными циклами, зафиксирована в геологической записи, которая имеет многочисленные перерывы (Махлина и др., 1993, 1994; Alekseev et al., 1996; Алексеев и др., 2012; Кабанов, 2004; Kabanov, Alekseev, 2011; Kabanov et al., 2013, 2016a, 2016b; Kabanov, 2017; Габдуллин и др., 2018). Кровли образовавшихся несогласий в большинстве случаев несут признаки преобразований в субаэральных обстановках. Субаэральные поверхности в отложениях карбона на данной территории описываются в литературе начиная с первой половины XX в. (Залесский, 1914; Швецов, 1922, 1938; Геккер, 1940; Осипова, Бельская, 1965; Бельская и др., 1975). Относительно недавно эти ископаемые природные тела стали рассматриваться в качестве почвенных объектов (Кабанов, 2000, 2003, 2004; Kabanov, 2003; Kabanov et al., 2010; Alekseeva et al., 2016; Алексеева и др., 2016, 2018; Алексеева, 2020a). Принято считать, что сохранившиеся в геологической летописи осадки представляют в целом не более 10% геологического времени (Miall, 2016; Kabanov, 2017), и изучаемые нами толщи демонстрируют этот тезис, включая в себя многочисленные перерывы в осадконакоплении, следы субаэральных преобразований и эрозии. Палеопочвы, как среда обитания наземных организмов, являются первостепенными свидетельствами континентальных обстановок на Земле начиная с раннего фанерозоя. Эти природные архивы содержат сведения о палеоландшафтных обстановках, наземной биоте и климате прошлого. По определению, стратиграфическое (или параллельное) несогласие – это нарушение хронологической последовательности залегания слоев, обусловленное выпадением из разреза определенного

стратиграфического интервала (Геологический..., 1978). Стратиграфические несогласия маркируются субаэральными поверхностями и/или палеопочвами. Вместе с тем выявление стратиграфических несогласий часто субъективно, остается сродни искусству. Использование комплексного подхода к изучению стратиграфических несогласий, накопление качественных и количественных критериев для их выявления – важнейшие задачи, стоящие перед палеопочвоведением. Данная работа продолжает проведенные ранее исследования палеопочв визейско-серпуховского интервала на территории Подмосковного осадочного бассейна (Алексеева и др., 2016, 2018; Alekseeva et al., 2016; Алексеева, 2020a, 2020b). На базе комплексного изучения отложений, вскрытых в карьере Мстихино, в работе приводятся сведения о седиментологии, геохимии, экзогенных преобразованиях отложений и биогенных структурах. Основной целью исследования является получение дополнительной информации о континентальных этапах в развитии территории и о почвенном покрове в верхнем визе. Базируясь на педостратиграфических подходах, предпринята попытка корреляции Мстихинского разреза с изученными ранее разрезами нижнего карбона южного крыла Московской синеклизы (Alekseeva et al., 2016; Алексеева, 2020a; Kabanov et al., 2016a, 2016b). Выявленные дополнительные (по сравнению с изученными ранее карьерами на территории южного крыла Московской синеклизы) уровни развития палеопочв в отложениях михайловского горизонта позволяют детализировать события, в том числе климатические обстановки.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Изучены верхневизейские отложения, вскрываемые в заброшенном известняковом карьере на окраине д. Мстихино, в 13.5 км к северо-западу от г. Калуга и в 190 км к юго-западу от г. Москва (54°35' с.ш.; 36°07' в.д.). Карьер располагается в пределах южного крыла Подмосковного осадочного бассейна. На основании ранее проведенных исследований комплексов фораминифер и конодонтов (Alekseev et al., 2004), а также палеоботанических исследований (Mosseichik, 2005a, 2005b; Mosseichik et al., 2007; Мосейчик, 2009; Mosseichik, Ruban, 2010) и палиостратиграфической характеристики (Мамонтов, Орлова, 2014; Mamontov et al., 2017, 2021), вскрываемые в карьере отложения отнесены к алексинско-веневскому интервалу визейского яруса.

На рис. 2 дан сводный разрез карьера, составленный Д.А. Мамонтовым (Mamontov et al., 2021). Необходимо подчеркнуть, что отдельные изученные в данной работе слои заметно варьируют по мощности и фациально различаются по сравнению с имеющимися в литературе описаниями Ю.В. Мо-

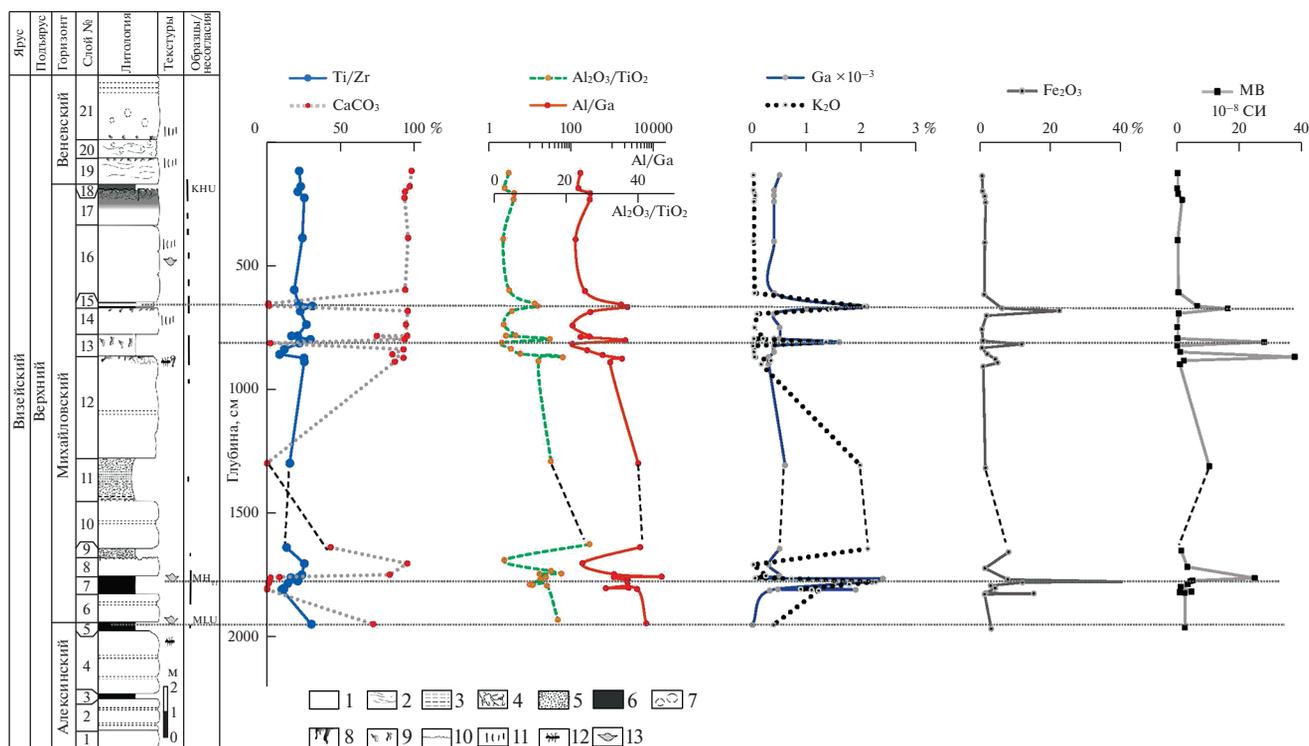


Рис. 2. Разрез карьера Мстихино с обозначением точек отбора и аналитические характеристики отложений, слагающих разрез.

1 – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – мергели; 4 – брекчированные известняки; 5 – пески и песчаники; 6 – глины и известковые глины; 7 – конкреционные стяжения в веневских известняках; 8 – следы зарастания (фитокорст); 9 – каверны и пустоты растворения; 10 – поверхности закарстования; 11 – икнофоссилии *Skolithos* и др.; 12 – *Stigmaria*; 13 – раковины гигантопродукт.

сейчик (Mosseichik et al., 2007; Мосейчик, 2009) и Мамонтова (Mamontov et al., 2021).

Образцы для исследования были отобраны по-слоyno и изучены с применением комплекса минералого-геохимических методов. Базовые аналитические характеристики: содержание карбонатов, гранулометрический состав кластогенных отложений и содержание в них органического вещества – получены с использованием принятых в почвоведении методик. Минеральный состав валовых образцов, илстой (<2 мкм) и крупной (>2 мкм) фракций был изучен методом рентгеновской дифрактометрии на дифрактометре ДРОН-3 (CuK α излучение, Ni-фильтр, с шагом 0.1° и временем сканирования 10 с). Илстая фракция была получена методом отмучивания из остатка, нерастворимого в ацетатном буфере (уксусная кислота, забуференная уксуснокислым Na с величиной pH 5.5). Рентгеновская диагностика глинистых минералов базировалась на результатах следующих тестов: Mg²⁺-форма в воздушно-сухом состоянии; Mg²⁺-форма, насыщенная этиленгликолем в течение 24 ч; Mg²⁺-форма, прокаленная до 350°C в течение 2 ч; Mg²⁺-форма, прокаленная до 550°C в течение 2 ч; K⁺-форма в воздушно-сухом состоянии; K⁺-форма, насыщенная этиленгликолем в

течение 24 ч; Li-тест (прокаленный до 250°C в течение 24 ч с последующим насыщением этиленгликолем). Химический состав образцов изучен методом рентгенофлуоресценции (РФА) на спектрометре S6 JAGUAR (Bruker). Калибровки проводились с использованием набора стандартных образцов пород и почв. Данные по содержанию химических элементов, а также их отношений (геохимических индексов) использовали для оценки обстановок осадконакопления и интенсивности процессов выветривания/почвообразования (Акульшина, 1971, 1976; Retallack, 2001; Калинин, Алексеев, 2011; Alekseev et al., 2015). Так, источники сноса, их постоянство или смену оценивали по поведению отношения Ti и Zr – элементов в составе наиболее устойчивых к выветриванию минералов рутила и циркона, растворение которых возможно лишь в очень кислых средах. Отношение Al₂O₃/TiO₂ (Акульшина, 1976) предложено использовать в качестве показателя климатических условий выветривания. Минимальные значения Al₂O₃/TiO₂ характеризуют интенсивное выветривание в условиях гумидного климата. С ростом аридности подвижность Al падает и отмечается рост величины Al₂O₃/TiO₂. Степень преобразованности материала оценивалась по величине отношения Al/Ga. Большая часть Ga в литосфере связана с

Al-содержащими минералами. При выщелачивании галлия выносятся больше, чем алюминия, и имеет место рост величины отношения Al/Ga (Акульшина, 1971).

Изотопный состав углерода карбонатов и углерода органического вещества (ОВ) изучен методом масс-спектрометрии. Магнитная восприимчивость (МВ) определялась на лабораторном магнетометре KLY-2 Kappabridge. Измерения были выполнены в трех повторностях. Полученные значения МВ были пересчитаны на единицу массы и выражены в единицах СИ — $\text{м}^3 \text{кг}^{-1} \times 10^{-8}$. Состояние соединений железа изучено методом мессбауэровской (ЯГР) спектроскопии. В отличие от магнитных методов, которые чувствительны к небольшим концентрациям ферромагнитных соединений, мессбауэровская спектроскопия на ядрах ^{57}Fe позволяет определить все Fe-содержащие минералы: силикаты, сульфиды, карбонаты, оксиды и гидроксиды Fe, в том числе наноразмерные, а также может служить для выявления количественных различий в содержании Fe^{2+} и Fe^{3+} и их распределения по кристаллическим позициям в структуре минерала. Мессбауэровские спектры ^{57}Fe были получены на спектрометре MS-1104Em. Изомерный сдвиг определялся относительно α -Fe, съемка велась в диапазоне скоростей от -10 до $+10$ мм/с. Время накопления спектров составило от 2 до 15 ч в зависимости от содержания железа в образцах. Мессбауэровские спектры валовых проб и илистых фракций из отдельных слоев разреза были сняты при комнатной температуре и температуре жидкого азота (85°K). В ходе экспериментов были получены многокомпонентные ЯГР-спектры образцов: дублеты для большинства образцов, исследуемых при комнатной температуре (RT), и секстет-дублетные спектры, полученные при температуре жидкого азота. Для обработки спектров использовались модели, выбранные с учетом результатов рентгеновской дифрактометрии и типа спектра (Бабанин и др., 1995; Murad, Cashion, 2004; Moessbauer..., 2013). Соотношение фаз гетит/гематит использовалось для реконструкций палеоклимата. Ранее на примере тропических почв было показано, что пропорция гематита относительно гетита увеличивается с ростом среднегодовых температур, а доля гетита возрастает с увеличением избыточной увлажненности (Kämpf, Schwertmann, 1983; Nyland et al., 2015).

Морфология и состав новообразований, микростроение органических остатков изучены мето-

дом сканирующей электронной микроскопии с использованием микроскопа TESCAN VEGA 3 LMU и системы энергодисперсионного микроанализа Aztech Advanced Inca Energy 350 с детектором X-max 80 в составе электронного микроскопа.

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Литологическая характеристика изученного разреза представлена на рис. 2.

Точка наблюдения 1 ($54^\circ 34' 58.2''$ с.ш.; $36^\circ 07' 17.9''$ в.д.)

Алексинский горизонт

Слой 4 (видимая мощность 80 см). Известняк плотный, массивный, кровля которого разбита на плитки. Подошва слоя скрыта осыпью. Начиная с глубины 15–20 см и ниже на глубине 40–50 см от кровли слоя обнаружены стигмарины (*Stigmaria ficoides*), залегающие преимущественно наклонно (табл. I).

Граница алексинского и михайловского горизонтов

Слой 5 (20 см). Глина коричневая, с включением плиток известняка слоя 4, содержащая во множестве ракушечный бой и аллохтонные раковины гигантопродуктид хорошей сохранности (табл. I, фиг. 1).

Михайловский горизонт

Слой 6 (около 20 см). Известняк с морскими фоссилиями, кровля разбита на плитки.

Слой 7 (50 см). Терригенный глинистый материал залегающий на маломощном известняке слоя 6. Нижние 15 см — глина желтая, ожелезненная (слой 7.1), выше переходит в серо-черный глинистый слой с углистым детритом (слой 7.2) (табл. I, фиг. 2). Часть слоя недоступна для наблюдения, поскольку размыта и заросла травой.

Точка наблюдения 2 ($54^\circ 35' 01.2''$ с.ш.; $36^\circ 07' 11.4''$ в.д.)

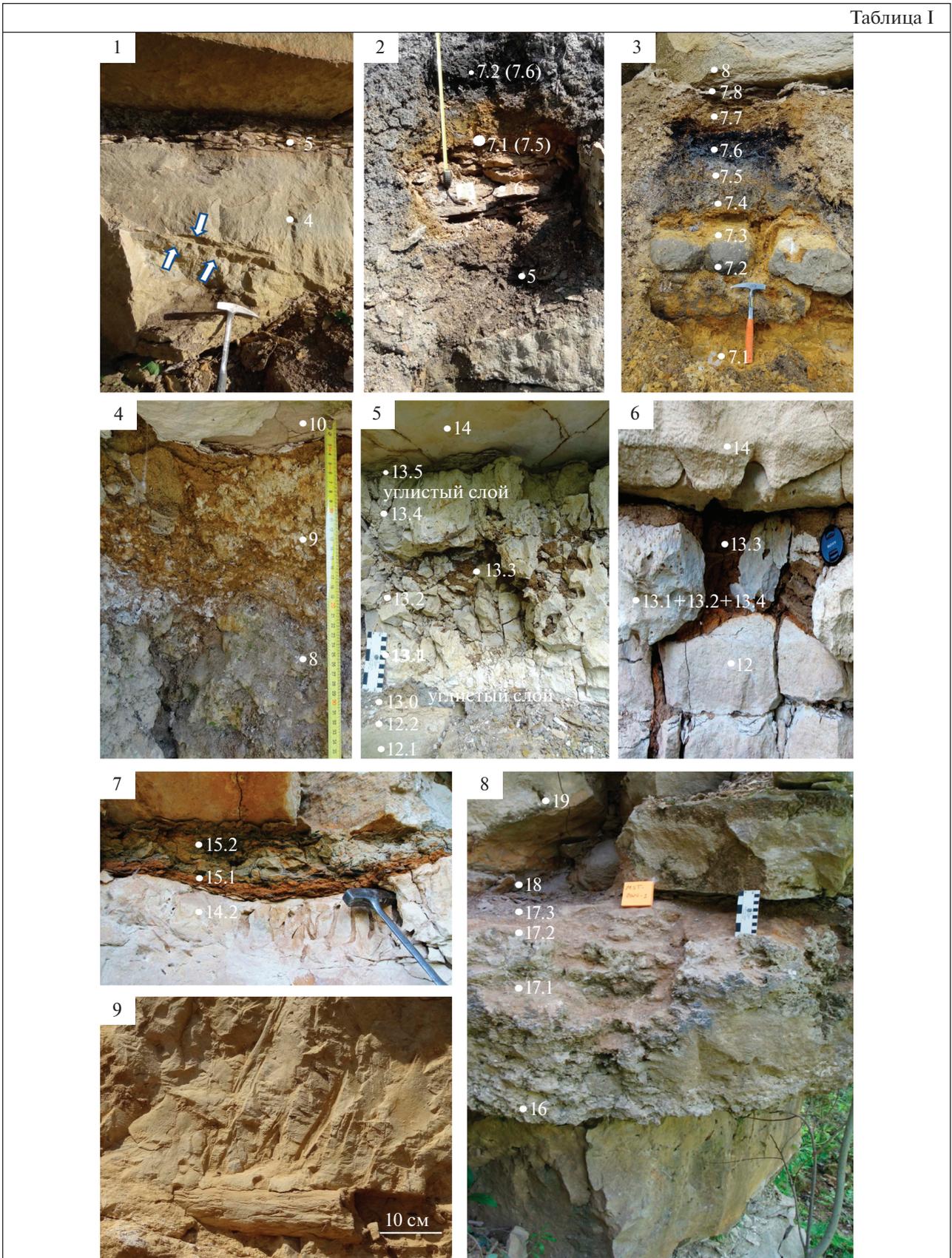
Михайловский горизонт

Слой 7 (2.6 м). Здесь слой представлен другими по сравнению с обнажением в т.н. 1 и с описаниями Мамонтова с соавторами (Mamontov et al., 2021) фациями и имеет большую мощность (табл. I, фиг. 3). В нижней обнаженной части залегают терригенные породы, представленные переслаиванием глины серой с песком. Видимая мощность этой части колонки составляет 40 см, ниже — осыпь. Слой 7.1 (мощность 1 м) — песок желтый, мелкозернистый, местами неравномерно ожелезнен, кровля сильно ожелезнена. Слой 7.2 — плита песчаника, разбитая на блоки, с невыдержанной мощностью (15–50 см), по-видимому размытая,

Таблица I. Полевые фотографии несогласий, вскрытых в разрезе.

1 — слои 4 и 5, граница алексинского и михайловского горизонтов (уровень MLU), стрелками обозначена стигмария; 2 — михайловский горизонт, слой 7 (уровень МН_{Т1}), общий вид несогласия в т.н. 1; 3 — тот же уровень в т.н. 2; 4 — михайловский горизонт, слои 8–10; 5 — михайловский горизонт, сложное несогласие слоев 12 и 13, общий вид несогласия в т.н. 3; 6 — тот же уровень в т.н. 4; 7 — михайловский горизонт, общий вид несогласия слоев 14 и 15; 8 — кровля михайловского горизонта, слои 17–19 (уровень КНУ); 9 — *Stigmaria ficoides*, визейский ярус, Калужская область.

Таблица I



сохранена фрагментарно. Плиту перекрывает маломощный (5–6 см) слой рыхлого песка, также сильно ожелезненного (слой 7.3). Выше залегает слой глины сизой (слой 7.4), к кровле переходящей в углистую глину (слой 7.5), общей мощностью 30 см. Глина венчается слоем угля (слой 7.6) мощностью до 10 см. Выше залегает маломощный (первые см) слой коричневого суглинка (слой 7.7), перекрытый мергелем мелкослоистым, неравномерно ожелезненным, содержащим ракушечный бой (слой 7.8). Мощность мергеля около 20 см. Материал слоев 7.1–7.7 не содержит морской фауны. Глинистые отложения слоев 7.4–7.6 предположительно представляют собой торфяно-болотную палеопочву (гистосоль). В т.н. 1 эта палеопочва представлена слоям 7.1–7.2.

Слой 8 (видимая мощность 60 см). Известняк массивный, плотный, в его подошве – мостовая из раковин гигантопродуктид в прижизненном залегании. Кровля известняка брекчирована.

Точка наблюдения 1 (54°34'58.2" с.ш.; 36°07'17.9" в.д.)

Слой 9 (20–30 см). Суглинок темно-коричневый, опесчаненный в подошве и более глинистый в кровле, содержащий карбонатные включения – желваки. Желваки плотные, неопределенной формы и разного размера (от первых мм до 2.5 см), распространены неравномерно, присутствуют в пределах всего слоя, но концентрация их в верхней части слоя выше (табл. I, фиг. 4).

Точка наблюдения 3 (54°35'01.9" с.ш.; 36°07'06.6" в.д.)

Слой 10 (около 1.5 м). Известняк массивный.

Слой 11 (около 1.5 м). Песок желтый, сухой, рыхлый.

Слой 12 (около 4 м). Известняк бежевый, массивный, без признаков карста в кровле, венчающийся маломощным (2–3 см) слоистым оглиненным слоем с аппендиксами стигмарий, местами ожелезненным (слой 12.2).

Слой 13 (50 см). Центральная часть слоя представлена неравномерно закарстованным известняком. Нижние 10 см известняка не несут признаков растворения (слой 13.1). Максимально карст проявляется в центральной части слоя, на глубине 15 см от кровли (слой 13.2). Здесь карстовые полости заполнены темно-коричневой (2.5 Y 3/2) аллохтонной глиной (слой 13.3). Верхние 15 см карста сложены более мягким известняком (слой 13.4). Известняк пронизан корневыми каналами, ориентированными в разных направлениях; стенки каналов ожелезнены. В его кровле выделяется тонкий (до 5 мм) оглиненный углеродсодержащий слой. Перекрыт известняк маломощным (до 5 см) слоем тонкослоистого светло-серого аргиллита (слой 13.5). В подошве слоя 13 имеется маломощный (до 5 см) слой глины тяжелой, светло-серой, неравномерно ожелезненной (слой 13.0). В его кровле выделяется тонкий (первые мм) темный углистый слой. Слой 13, таким образом, представляет

собой сложное несогласие, сформированное в несколько этапов (табл. I, фиг. 5).

Точка наблюдения 4 (54°35'02.0" с.ш.; 36°07'07.7" в.д.)

Слой 13 (30 см). В той же стенке карьера на расстоянии 50 м слой 13 представлен терригенным глинистым материалом, в котором хаотично располагаются куски известняка. Глина коричневая (2.5 Y 3/2), горизонтально- и волнисто-слоистая, ее слои имеют разную мощность, различаются по цвету (от темно-коричневых до серых), некоторые ожелезнены. Куски известняка крупные, диаметром до 60 см, формируют прерывистый слой. Куски имеют неправильную форму, округлые, с выраженными следами растворения и множественными корневыми каналами разного диаметра, разноориентированными. Большинство каналов полые, в некоторых находятся ризолиты, представляющие собой ожелезненные полые трубочки диаметром около 5 мм. Полагаем, что отложения данного слоя представляют собой *in situ* фрагменты сильно эродированной палеопочвы, сформированной на известковых породах, впоследствии погребенной в потоках аллохтонной глины (табл. I, фиг. 6).

Слой 14 (до 4 м). Известняк розоватый, массивный, плотный, твердый (слой 14.1) (табл. I, фиг. 7), в верхних 20–25 см переходящий в известняк сахаровидный, более легкий, мягкий, мучнистый, неравномерно ожелезненный (слой 14.2). Верхние 1.2 м известняка пронизаны редкими разнонаправленными отверстиями, доминируют вертикально ориентированные каналы. В плане отверстия округлые, приблизительно одного диаметра (до 5 мм). Данные ихнофоссилии отнесены к *Skolithos*, наличие которых указывает на прибрежную обстановку. В кровле отмечена высокая концентрация каналов большего диаметра (до 1 см), ориентированных преимущественно вертикально. На срезе в стенке карьера видно, что каналы в этой части разреза имеют длину до 15 см, сужаются книзу на конус. Каналы частично, в их верхней части, заполнены коричневым глинистым материалом из вышележащего слоя 15. Стенки каналов железнены. Данные ихнофоссилии, скорее всего, принадлежат к другому типу. Информация о них будет дана ниже.

Слой 15 (30 см). В кровле известняка залегает глина слоистая. Нижние 5 см – глина сильно ожелезненная (слой 15.1). Верхние 25 см – глина неоднородно окрашенная, серо-охристо-черная, содержащая включения углистого материала (слой 15.2) (табл. I, фиг. 7).

Точка наблюдения 5 (54°34'54.0" с.ш.; 36°07'16.0" в.д.)

Слой 16 (видимая мощность 80 см). Известняк серый, очень прочный, массивный. До глубины около 60 см от его кровли располагаются отверстия неориентированные, неправильной формы и невыдержанного диаметра. Максимальная их

концентрация отмечена на глубине 30 см от кровли. Кровля слоя мелкобугристая.

Слой 17 (55 см). Брекчированный известняк (слой 17.1). Кровля бугристая, раскарстованная, ожелезненная. В кровле залегает маломощный (до 1 см) слой красноватой глины (слой 17.2). Этот материал заполняет также отверстия в кровле известняка. Материал слоя субаэрально преобразован (табл. 1, фиг. 8).

Слой 18 (3 см). Тонкослоистая глина (top-clay).

Граница михайловского и венецкого горизонтов

Слои 19, 20 и 21 (около 5 м). Известняки серые, массивные. В слое 21 встречаются конкреционные стяжения “венецкого” типа. Это кровля карьера. На ней развита современная почва под листовым лесом (преимущественно березовым).

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Химический состав приведен в табл. 1. Содержание карбонатов в известняках колеблется в пределах 83–98% (рис. 2). По данным рентгеновской дифрактометрии карбонаты всех стратиграфических уровней представлены кальцитом. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в известняках находится в пределах от -1.73 до $+1\text{‰}$ PDB, что характерно для морских карбонатных пород. Содержание карбонатов в терригенных слоях варьирует в широчайших пределах (1–93%, в среднем 25%). Карбонаты в терригенных слоях также представлены кальцитом.

Для оценки источника терригенного материала использовали отношение Ti/Zr . Для известняков оно колеблется в достаточно узких пределах и в среднем составляет 22, для кластогенных пород варьирует от 8 до 31. Низкие значения отмечены для отложений нижней части разреза (слои 7–13.0) независимо от гранулометрического состава пород. Выше наблюдается рост этого отношения, который может свидетельствовать о смене источника терригенного материала вверх по разрезу.

Важными индикаторами обстановок осадконакопления и интенсивности преобразования осадков в ходе выветривания являются Ga и отношение Al/Ga . Показано, что повышенные концентрации Ga ($>1 \times 10^{-3}\%$) в осадке отражают его близость к источнику сноса (Акульшина, 1971, 1976).

Кривые распределения концентрации Ga и величины отношения Al/Ga в изученных образцах приведены на рис. 2. Значения отношения Al/Ga изменяются в очень широких пределах: от первых сотен для известняков до 15000 и более для терригенных пород. Детали поведения этого отношения для пород разного генезиса будут рассмотрены ниже. В качестве общего тренда можно отметить снижение величин отношения Al/Ga от подошвы михайловского горизонта к его кровле.

Такой тренд на фоне снижения величин отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, характерных для гумидного климата (Акульшина, 1976), может быть объяснен разнородностью терригенного материала, слагающего разрез. Этот вывод подтверждается данными по поведению отношения Ti/Zr .

Таким образом, для выявленных на основании морфологических особенностей уровней перерывов в морском осадконакоплении характерен комплекс геохимических критериев, подтверждающих их континентальный генезис и уточняющий обстановки осадконакопления. В дополнение к вышесказанному, представленные в табл. 1 данные химического состава показали, что для терригенных отложений, помимо Si и Al, характерны также повышенные концентрации таких элементов, как Fe, Ti, Mg, K, Na, Zr, P, тяжелых металлов Ni, Pb, Zn. Кровли известняков слоев 12 и 14 с признаками произрастания древовидных плауновидных (стигмариий) несколько обогащены Si, Al, Fe, K, Mn.

СТИГМАРИИ И ДРУГИЕ ОСТАТКИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Наиболее характерной для визейского времени и получившей широкое распространение на территории Подмосковного осадочного бассейна растительностью являются древесные плауновидные. Особенности строения древесины этих растений объясняют их плохую сохранность и, как следствие, редкость находок (Мосейчик, 2009). Одна из последних – фертильная ветвь *Lepidodendron obovatum* Sternberg, недавно обнаруженная в отложениях визейского яруса на территории Калужской области (Naugolnykh, Kokina, 2021). Основным свидетельством присутствия древовидных плауновидных являются фоссилизированные остатки их подземных побегов – ризофоров типа *Stigmara*. В отложениях карьера Мстихино распространение получили *Stigmara ficoides*. Стигмариий чаще всего встречаются в слоях мелководных известняков как в кровле, так и на заметных глубинах (до 50 см). Так называемые “стигмариевые известняки” – уникальный тип захоронений, характерный для визейских отложений Подмосковного бассейна (Мосейчик, 2009). Формы, в которых стигмариий сохраняются в известняках, – это отпечатки и слепки, сложенные кальцитом (табл. 1, фиг. 1, 9) (Алексеева, 2020б). В терригенных слоях стигмариий встречаются реже и, как правило, в виде ожелезненных аппендиксов или их отпечатков.

Высокое биоразнообразие выявлено в углистой глине слоя 7, о чем говорилось выше. Органические остатки здесь представлены микрофоссилиями разной степени сохранности и комплексом спор. Среди них достаточно определенно выявлено мохоподобное растение *Mstikhinia du-*

Таблица 1. Данные элементного анализа (XRF), %

Образец/ Слой	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	Na ₂ O	MgO	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	Rb	Ba	Sr
19	0.52	54.62	0.31	0.29	0.08	0.03	0.05	0.37	0.02	0.03	0.040	0.0007	0.0380	0.0575
18	0.29	53.83	0.22	0.42	0.08	0.03	0.07	0.35	0.02	0.04	0.043	0.0007	0.0359	0.0630
17/2	1.25	53.17	0.43	1.05	0.08	0.05	0.08	0.27	0.05	0.04	0.023	0.0009	0.0380	0.0448
17/1	1.05	52.82	0.42	1.28	0.08	0.04	0.03	0.26	0.03	0.05	0.037	0.0010	0.0347	0.0418
16/2	0.22	53.55	0.19	1.04	0.08	0.04	0.06	0.35	0.02	0.05	0.033	0.0008	0.0353	0.0500
16/1	0.54	52.88	0.32	0.89	0.08	0.03	0.09	0.29	0.04	0.05	0.059	0.0006	0.0373	0.0801
15/2	53.68	1.45	12.66	5.95	1.14	0.01	0.35	1.73	2.06	0.06	0.005	0.0093	0.0240	0.0081
15/1	39.51	1.52	8.56	22.32	0.72	0.09	0.23	0.86	1.44	0.22	0.019	0.0045	0.0645	0.0026
14/2	1.36	52.69	0.43	1.52	0.09	0.06	0.05	0.39	0.09	0.05	0.037	0.0010	0.0433	0.0587
14/1	0.33	52.81	0.20	0.22	0.08	0.04	0.03	0.39	0.04	0.05	0.033	0.0012	0.0272	0.0386
13/5	1.69	53.13	0.52	0.46	0.09	0.04	0.10	0.33	0.20	0.04	0.051	0.0006	0.0424	0.0739
13/4	0.53	53.36	0.25	0.53	0.08	0.05	0.04	0.36	0.03	0.04	0.028	0.0005	0.0397	0.0886
13/3	38.57	2.95	12.11	11.55	0.79	0.80	0.97	0.48	1.35	0.22	0.022	0.0089	0.0916	0.0092
13/2	0.10	52.83	0.16	0.23	0.08	0.04	0.02	0.25	0.01	0.04	0.026	0.0004	0.0337	0.0773
13/1	0.73	52.80	0.36	1.75	0.08	0.03	0.04	0.40	0.03	0.11	0.031	0.0001	0.0427	0.1814
13/0	2.17	50.52	0.64	4.08	0.09	0.03	0.08	0.20	0.04	0.47	0.055	0.0001	0.0384	0.2809
12/2	6.37	48.91	1.89	4.70	0.10	0.06	0.03	0.77	0.34	0.14	0.046	0.0018	0.0332	0.0407
12/1	3.15	52.86	0.97	0.61	0.08	0.07	0.11	0.43	0.16	0.99	0.041	0.0009	0.0378	0.0467
11	70.79	0.35	9.37	1.21	0.60	0.02	0.36	0.18	1.98	0.03	0.002	0.0030	0.0110	0.0020
9	32.10	25.96	8.69	7.82	0.33	0.11	0.49	0.34	2.12	0.15	0.033	0.0038	0.0030	0.0280
8	0.56	52.03	0.21	1.06	0.08	0.06	0.04	0.25	0.02	0.04	0.060	0.0009	0.0333	0.0434
7/8	5.19	47.28	2.03	7.60	0.13	0.06	0.05	0.17	0.25	0.15	0.064	0.0011	0.0528	0.0469
7/7	18.64	4.51	5.75	44.38	0.31	0.04	0.14	0.05	0.05	0.27	0.143	0.0019	0.1191	0.0014
7/6	24.74	19.26	9.70	11.79	0.78	0.01	0.21	0.25	0.72	0.10	0.772	0.0023	0.0452	0.0164
7/5	53.28	1.15	19.22	2.69	1.35	0.02	0.24	0.41	2.27	0.03	0.044	0.0107	0.0391	0.0058
7/4	67.45	0.49	13.04	3.99	1.03	0.01	0.35	0.37	1.78	0.06	0.010	0.0046	0.0210	0.0018
7/3	76.69	0.14	4.30	1.34	0.44	0.00	0.20	0.04	0.89	0.03	0.005	0.0021	0.0020	0.0010
7/2	50.54	2.05	4.87	15.01	0.46	0.07	0.23	0.15	1.09	0.08	0.013	0.0027	0.0356	0.0011
7/1	80.26	0.43	4.65	1.00	0.32	0.02	0.31	0.26	1.22	0.02	0.003	0.0013	0.0030	0.0004
5	13.20	45.59	4.39	2.90	0.25	0.05	0.01	0.85	0.39	0.02	0.058	0.0023	0.0280	0.0587

Таблица 1. Окончание

Образец/ Слой	Zr	Ga	Mo	Ni	Pb	Zn	Sn	Co	Cr	Cu	Cs	Sc	Y	Yb
19	0.0022	0.0005	0.0002	0.0028	0.0005	0.0002	0.0002	0.0003	0.0102	0.0013	0.0001	0.0029	0.0006	0.0002
18	0.0021	0.0004	0.0002	0.0028	0.0005	0.0003	0.0001	0.0004	0.0115	0.0018	0.0001	0.0029	0.0004	0.0002
17/2	0.0023	0.0004	0.0002	0.0039	0.0005	0.0009	0.0001	0.0005	0.0093	0.0021	0.0001	0.0028	0.0004	0.0002
17/1	0.0019	0.0004	0.0002	0.0036	0.0005	0.0006	0.0001	0.0006	0.0083	0.0009	0.0001	0.0028	0.0006	0.0002
16/2	0.0020	0.0004	0.0002	0.0043	0.0005	0.0009	0.0001	0.0005	0.0112	0.0020	0.0001	0.0029	0.0007	0.0002
16/1	0.0026	0.0004	0.0002	0.0036	0.0005	0.0008	0.0001	0.0004	0.0177	0.0041	0.0001	0.0029	0.0005	0.0002
15/2	0.0319	0.0021	0.0007	0.0054	0.0069	0.0066	0.0025	0.0021	0.0127	0.0017	0.0003	0.0009	0.0032	0.0004
15/1	0.0140	0.0010	0.0009	0.0199	0.0003	0.0034	0.0015	0.0015	0.0268	0.0008	0.0004	0.0029	0.0030	0.0003
14/2	0.0024	0.0004	0.0002	0.0047	0.0005	0.0004	0.0001	0.0007	0.0130	0.0021	0.0001	0.0029	0.0008	0.0002
14/1	0.0018	0.0005	0.0002	0.0031	0.0005	0.0007	0.0002	0.0003	0.0076	0.0008	0.0001	0.0029	0.0005	0.0002
13/5	0.0026	0.0005	0.0002	0.0032	0.0005	0.0025	0.0001	0.0004	0.0145	0.0026	0.0001	0.0030	0.0008	0.0002
13/4	0.0029	0.0004	0.0002	0.0037	0.0005	0.0022	0.0001	0.0004	0.0078	0.0010	0.0001	0.0029	0.0002	0.0002
13/3	0.0162	0.0016	0.0005	0.0323	0.0018	0.0601	0.0017	0.0019	0.0214	0.0077	0.0003	0.0021	0.0036	0.0004
13/2	0.0022	0.0004	0.0002	0.0031	0.0005	0.0006	0.0001	0.0003	0.0060	0.0006	0.0001	0.0028	0.0007	0.0002
13/1	0.0041	0.0004	0.0001	0.0041	0.0005	0.0025	0.0000	0.0006	0.0096	0.0012	0.0001	0.0029	0.0007	0.0002
13/0	0.0064	0.0003	0.0002	0.0049	0.0005	0.0058	0.0000	0.0012	0.0115	0.0023	0.0001	0.0029	0.0002	0.0002
12/2	0.0024	0.0003	0.0003	0.0064	0.0008	0.0050	0.0003	0.0014	0.0201	0.0014	0.0001	0.0028	0.0011	0.0002
12/1	0.0019	0.0003	0.0002	0.0042	0.0006	0.0006	0.0001	0.0005	0.0082	0.0014	0.0001	0.0029	0.0022	0.0002
11	0.0234	0.0006	0.0005	0.0011	0.0018	0.0021	0.0027	0.0025	0.0043	0.0005	0.0003	0.0005	0.0030	0.0004
9	0.0150	0.0005	0.0005	0.0228	0.0360	0.0171	0.0017	0.0017	0.0043	0.0120	0.0003	0.0038	0.0030	0.0003
8	0.0019	0.0003	0.0002	0.0027	0.0005	0.0004	0.0001	0.0005	0.0078	0.0003	0.0001	0.0028	0.0012	0.0002
7/8	0.0033	0.0005	0.0002	0.0047	0.0006	0.0024	0.0001	0.0020	0.0177	0.0017	0.0001	0.0028	0.0029	0.0002
7/7	0.0086	0.0001	0.0005	0.0134	0.0003	0.0035	0.0011	0.0012	0.0432	0.0092	0.0006	0.0054	0.0034	0.0002
7/6	0.0289	0.0024	0.0003	0.0251	0.0087	0.0125	0.0061	0.0016	0.0363	0.0454	0.0005	0.0054	0.0054	0.0001
7/5	0.0390	0.0022	0.0004	0.0028	0.0007	0.0041	0.0077	0.0018	0.0096	0.0024	0.0004	0.0004	0.0024	0.0000
7/4	0.0439	0.0015	0.0006	0.0033	0.0037	0.0027	0.0026	0.0022	0.0084	0.0013	0.0003	0.0006	0.0031	0.0004
7/3	0.0234	0.0005	0.0003	0.0011	0.0022	0.0001	0.0095	0.0018	0.0012	0.0002	0.0004	0.0011	0.0007	0.0000
7/2	0.0239	0.0019	0.0003	0.0045	0.0035	0.0001	0.0061	0.0014	0.0080	0.0013	0.0005	0.0018	0.0008	0.0000
7/1	0.0191	0.0003	0.0005	0.0011	0.0002	0.0010	0.0030	0.0024	0.0015	0.0006	0.0003	0.0001	0.0029	0.0005
5	0.0050	0.0002	0.0002	0.0041	0.0009	0.0006	0.0002	0.0009	0.0079	0.0006	0.0001	0.0027	0.0011	0.0002

Таблица II

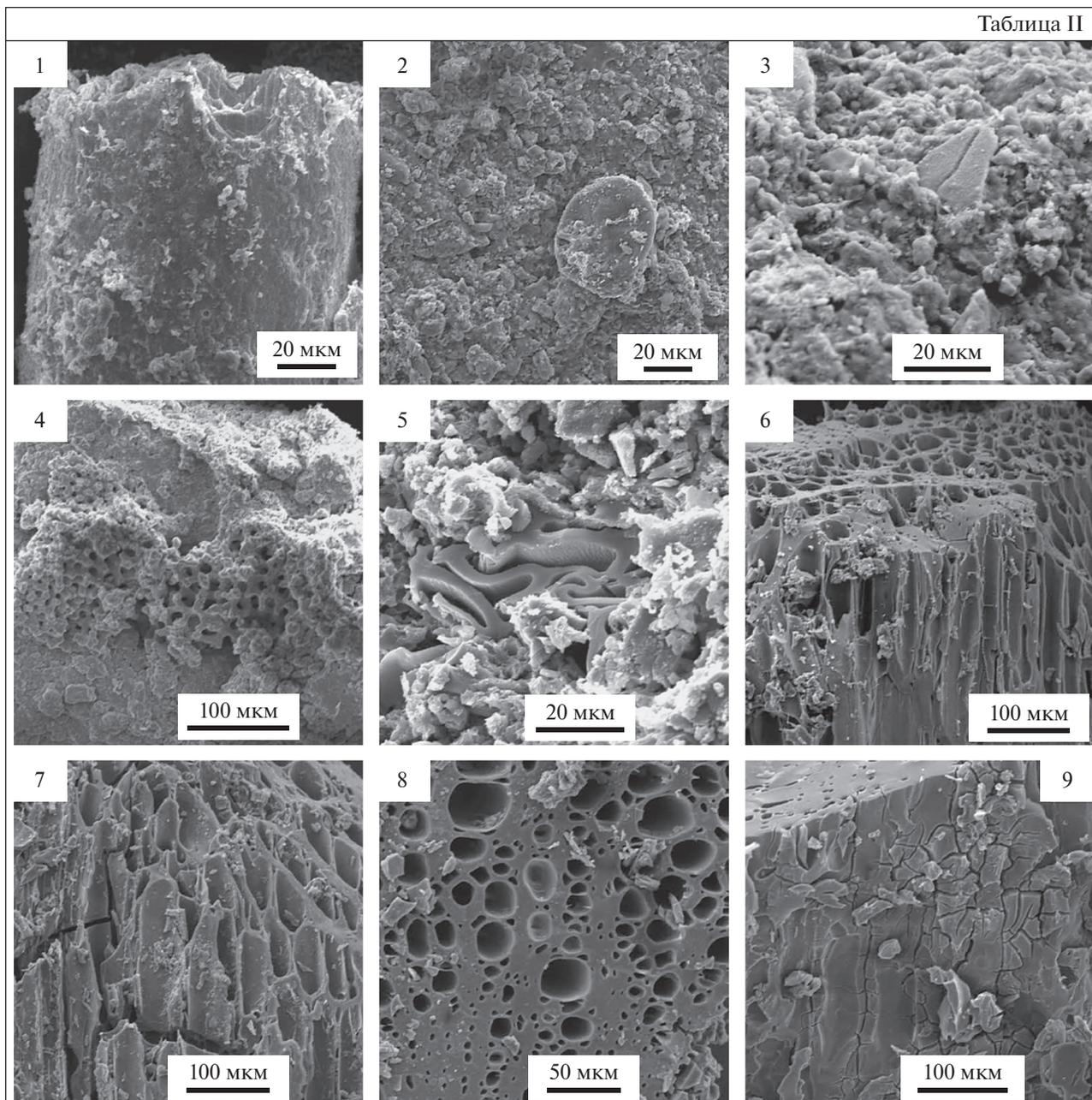


Таблица II. Микрофоссилии в терригенных частях изученных несогласий (данные РЭМ).

1–3 – слой 5, растительный детрит (1) и споры (2, 3); 4–9 – слой 7.6, углефицированная глина: 4, 5 – неопределенные растительные остатки; 6–9 – *Mstikhinia durantee* gen. et sp. nov.

durantee gen. et sp. nov., описанное ранее Мосейчик (Mosseichik et al., 2007). Идентификация других остатков не проведена (табл. II, фиг. 4–9).

НЕСОГЛАСИЯ И ПАЛЕОПОЧВЫ: БАЗОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ, МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА, БИОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Как следует из описания, приведенного выше, в работе с разной степенью детальности изучены

несогласия на 6 стратиграфических уровнях, три из которых были описаны ранее в других карьерах Подмосковского осадочного бассейна (Кабанов et al., 2013; Alekseeva et al., 2016). В статье использованы индексы этих несогласий, предложенные П.Б. Кабановым (Кабанов et al., 2013).

Кровля алексинского горизонта, слой 5 (MLU). Маломощный карбонатный пылеватый суглинок, подстилаемый известняком, разбитым на плитки, и заполняющий промежутки между плитками

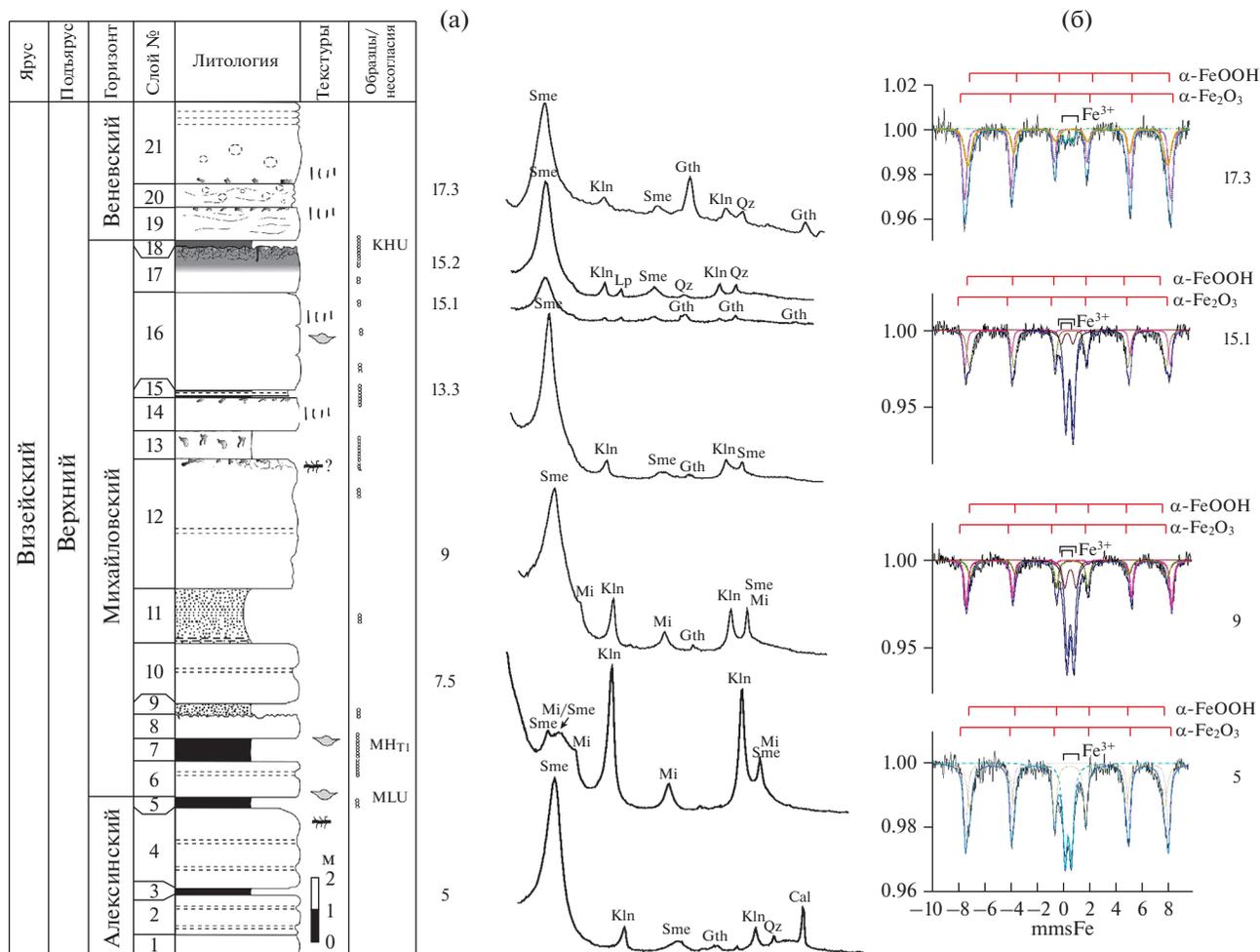


Рис. 3. (а) Рентгенодифрактограммы образцов илистой фракции терригенных отложений (Mg-форма, воздушно-сухие препараты) и (б) мессбауэровские спектры этих образцов, снятые при температуре 85 К. Сокращения: Sme – смектит, Kln – каолинит, Mi – слюда, Gth – гетит, Lp – лепидокрокит, Qz – кварц, Cal – кальцит, Fsp – полевые шпаты. Условные обозначения см. рис. 2.

(табл. I, фиг. 1). Содержание фракции пыли в суглинке составляет 59%, глины 8%, песка 33%. Преобладает фракция крупной пыли. Благодаря включениям плиток известняка и боя раковин моллюсков, содержание карбонатов высокое – до 72% (рис. 2). Изотопный состав углерода карбонатов типично морской ($\delta^{13}C = -0.87 \pm 0.16\text{‰}$). В минеральном составе суглинка (валовой образец) доминирует кальцит, присутствуют кварц и смектит. В составе илистой фракции преобладает смектит, представленный низзарядным бейделлитом, в заметном количестве содержится каолинит, а также следы гетита (рис. 3а). Как было показано ранее, смектитовый и практически мономинеральный состав илов является характерной особенностью палеопочв визейского яруса на территории Подмосквовного осадочного бассейна (Alekseeva et al., 2016). Материал относительно железнен (2.90% Fe_2O_3). По данным мессбауэ-

ровской спектроскопии железо сосредоточено в оксидах/гидроксидах и представлено супердисперсными формами гематита ($\alpha-Fe_2O_3$) и гетита ($\alpha-FeOOH$) с преобладанием гетита (величина отношения гематит/гетит составляет 0.65) (рис. 3б). Нахождение Fe в окисленных формах свидетельствует в пользу субаэральных обстановок, а наличие двух фаз исключает глубокие диагенетические преобразования материала (Kraus, Nasiat, 2006). Исходя из наличия многочисленных фрагментов *Stigmara ficoides* в подстилающем известняке слоя 4 в их естественном преимущественно горизонтальном и слабонаклонном залегании, сделано заключение, что территория представляла собой прибрежную зону, густо заселенную древесной лепидодендроновой растительностью, периодически затопливаемую морем. Содержание органического C в суглинке составляет 0.3%. Изучение материала методом РЭМ показало наличие в нем растительных фрагментов хорошей сохран-

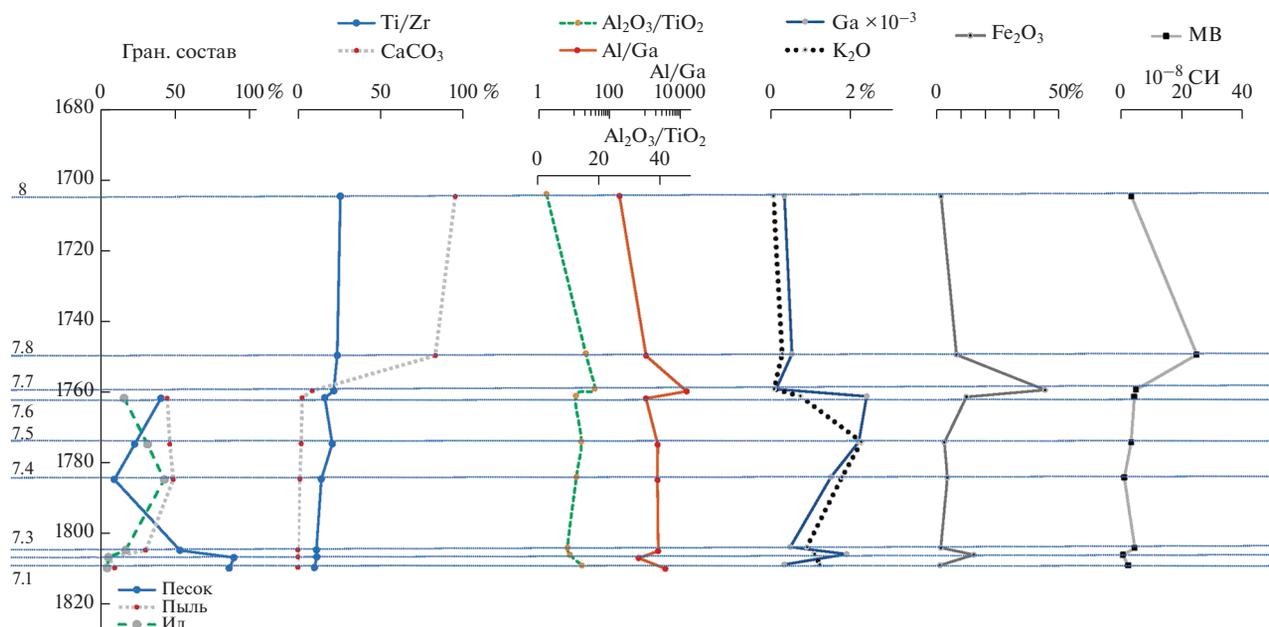


Рис. 4. Некоторые аналитические характеристики отложений слоя 7.

ности и спор (табл. II, фиг. 1–3). Отсутствие следов органогенного горизонта в кровле слоя 5 позволяет предположить, что палеопочва, скорее всего, эродирована.

Михайловский горизонт, слой 7 (МН_{Т1}). Это первый (нижний) уровень в пределах михайловского горизонта, сложенный обломочным материалом. Литологическое описание отложений этого уровня дано выше. Описание и некоторые аналитические характеристики отложений этого уровня, изученных в других карьерах Подмосквовного бассейна, приведены в работах (Alekseev et al., 2015; Kabanov et al., 2016a). Отложения слоев 7.1–7.6 практически бескарбонатные, содержание CaCO₃ не превышает 2% (рис. 4). На основе морфологических особенностей (табл. I, фиг. 3) и представленных на рис. 4 аналитических характеристик, отложения данного уровня разбиты на 4 части. Снизу вверх обнажены: подстилающие палеопочву опесчаненные отложения (слои 7.1–7.3), палеопочва (слои 7.4–7.6), определенная как болотная почва (гистосоль) на аллювиально-озерных отложениях. Выше залегает маломощный слой сильно ожелезненного пылеватого слабокарбонатного суглинка (слой 7.7), перекрываемый мергелем (слой 7.8).

Палеопочва мощностью около 40 см имеет хорошо сохранившийся профиль, включая органогенный горизонт общей мощностью не менее 20 см. Содержание C_{орг} в нем превышает 21%. Материал обогащен серой. Профиль палеопочвы текстурно дифференцирован по иллювиальному типу с максимумом (42% глины) в центральной

части профиля. Величины магнитной восприимчивости и содержание валового железа низкие, имеют небольшой максимум в верхнем органогенном горизонте и плавно снижаются с глубиной.

Результаты изучения минерального состава отложений слоя 7 даны на рис. 5. В глине, на которой развита палеопочва, преобладающим слоистым силикатом является каолинит, что отличает этот уровень от остальных терригенных слоев в этом карьере, где преобладающим глинистым минералом являются минералы смектитовой группы. Горизонты палеопочвы различаются по минеральному составу. Сизая глина в основании профиля (слой 7.4) помимо кварца, полевого шпата и каолинита содержит иллит. Минеральная составляющая углистого слоя 7.6 в кровле палеопочвы представлена кварцем, полевым шпатом, каолинитом и гетитом. Наиболее сложный состав имеет глина слоя 7.5. Здесь помимо каолинита и иллита присутствует смектит и смешанослойная фаза, состоящая из слоев иллита и смектита. Смектитовая фаза представлена высозарядным бейделлитом и, скорее всего, является продуктом трансформации иллита.

Перекрывающий палеопочву маломощный легкий суглинок (слой 7.7) слабокарбонатный, сильно обогащен железом и органическим углеродом (C_{орг} = 6.6%), демонстрирует рост величины МВ. Величина отношения Al/Ga превышает все остальные значения, полученные для данного разреза. Таким образом, по гранулометрическому, минеральному и химическому составу отложения

этого уровня генетически не связаны ни с ниже-лежащими, ни с вышележащими отложениями.

Несмотря на то что фациальные различия отложений, слагающих это несогласие, отмечаются как на заметных расстояниях (карьер Полотняный Завод, Калужская обл.), так и в пределах Мстихинского карьера (Mosseichik et al., 2007; Alekseev et al., 2015; Alekseeva et al., 2016; Kabanov et al., 2016a; Mamontov et al., 2021), этот уровень морфологически узнаваем по опесчаненной нижней части несогласия и углистому слою (торфянистой палеопочве) в кровле. Важнейшим аналитическим признаком палеопочвы является ее характерный минеральный состав: каолинит–иллит–сметтит (бейделлит) и наличие смешанослойной фазы иллит/сметтит.

Изучение углистого вещества палеопочвы (слой 7.6) показало, что значение $\delta^{13}\text{C}$ в нем составляет в среднем $-22.59 \pm 0.17\text{‰}$, что типично для наземных растений с C3-типом фотосинтеза, в том числе и в каменноугольное время (Auras et al., 2006; Peters-Kottig et al., 2006). Легкий изотопный состав углерода растений этого типа обусловлен прямой фиксацией CO_2 из воздуха атмосферы. C3-растения первыми появились на Земле и доминируют поныне, составляя около 95% растительной биомассы. Результаты изучения этого материала методом электронной микроскопии даны в табл. II (фиг. 4–9). Материал обогащен растительным детритом, который принадлежит разным видам. Остатки (табл. II, фиг. 6–9) предположительно отнесены к мохоподобному растению *Mstikhinia durantae* gen. et sp. nov., ранее описанному здесь Мосейчик с соавторами (Mosseichik et al., 2007). В материале этого слоя Мосейчик (2009) диагностировала остатки *Stigmaria ficoides*. Мамонтов с соавторами (Mamontov et al., 2021) выделили из слоя 7 карьера Мстихино комплекс спор, указывающий на биозону *Tripartites vetustus*. Этими авторами в пределах данного слоя был обнаружен и описан новый род *Maiaspora* gen. nov. Вся полученная информация позволяет сделать вывод о большом разнообразии растительности, под влиянием которой сформировалась данная палеопочва.

Михайловский горизонт. Слой 9. Маломощный тяжелый суглинок (содержание ила 26%) коричневатый (10 YR 4/6), сыпучий, карбонатный, с низким содержанием $\text{C}_{\text{орг}}$ ($<0.1\%$). В минеральном составе преобладает смектит, представленный смесью высокозарядного бейделлита и низкозарядного монтмориллонита. Дополнительно присутствуют каолинит и слюда (в следовых количествах) (рис. 3а). Помимо Si и Al суглинок обогащен Fe (7.8% Fe_2O_3), Mg, Mn, K, Na, P, Zr и тяжелыми металлами (Cu, Ni, Pb, Zn). Оцененная по величине отношения Al/Ga интенсивность выветривания (~ 4600) материала свидетельствует о достаточно

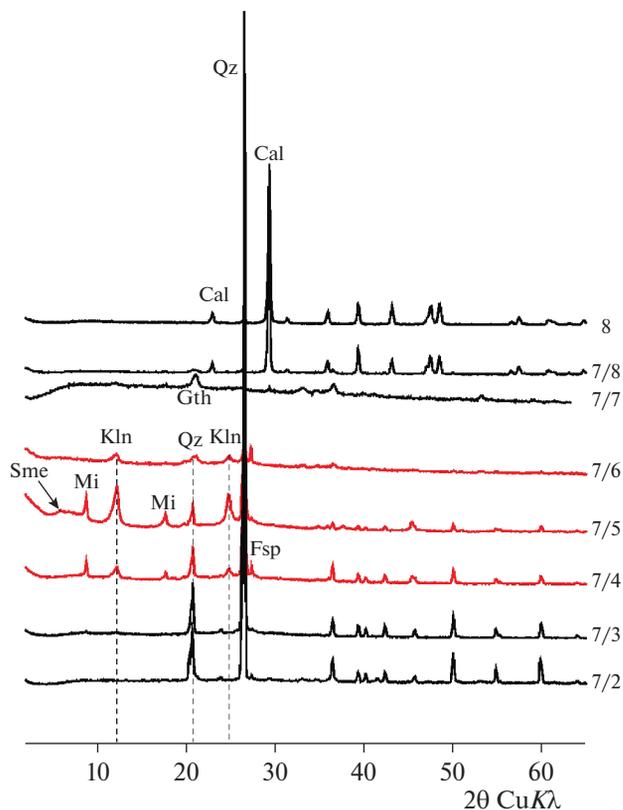


Рис. 5. Рентгенодифрактограммы образцов отложений, слагающих несогласие MN_{T1} (слой 7). Сокращения см. рис. 3.

глубоком его преобразовании (рис. 2). Микрофотографии в табл. III демонстрируют изменения поверхностей минеральных зерен в ходе выветривания, их растворение и перекристаллизацию. В массе суглинка обнаружены редкие споры и обрывки растительных тканей (табл. III, фиг. 1–4).

Результаты изучения соединений железа методом мессбауэровской спектроскопии показали, что железо сосредоточено в оксидах и представлено супердисперсными кристаллитами гематита и гетита с преобладанием гематита (величина отношения гематит/гетит составляет 1.16) (рис. 3б). Такое соотношение фаз может свидетельствовать в пользу относительно аридных условий и повышенных температур. Аридным обстановкам отвечает также величина отношения $\text{Al/Ti} > 26$ (Акульшина, 1976). Отражением аридности является и наличие карбонатных новообразований — желваков с облегченным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -5.54 \pm 1.27\text{‰}$ PDB). Такие значения $\delta^{13}\text{C}$ характерны для типично почвенных карбонатов, сформированных при участии CO_2 атмосферы. Важно заметить, что слой 9 изученного карьера — единственный стратиграфический уровень, отложения которого содержат педогенные карбонатные новообразования. Особенно

Таблица III

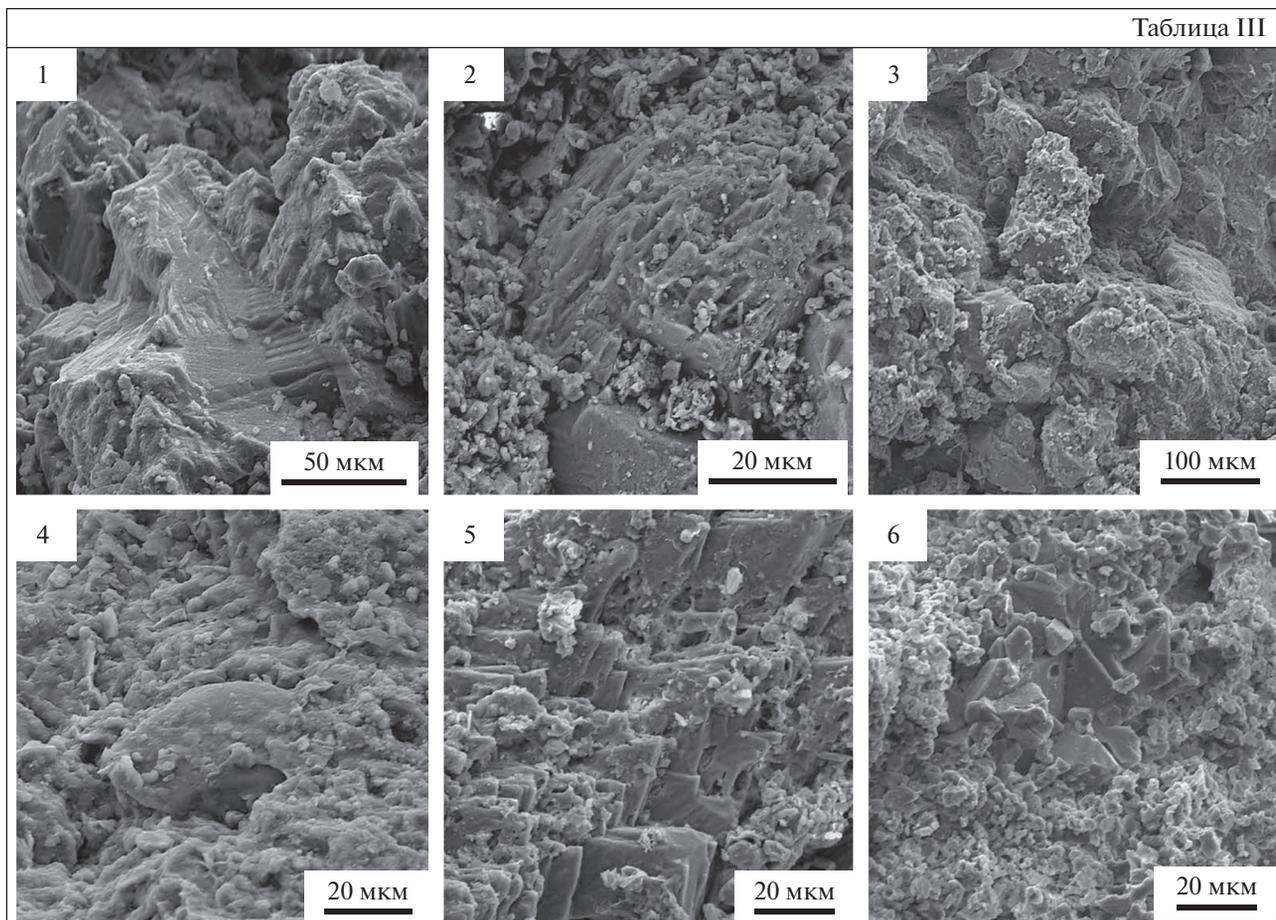


Таблица III. Микростроение материала слоя 9 (данные РЭМ).

1–3 – выветривание зерен первичных минералов; 4 – спора; 5, 6 – морфология кристаллов кальцита, слагающих карбонатные желваки.

сти микростроения желваков показаны в табл. III (фиг. 5, 6). Они сложены двумя морфологическими разновидностями кальцита: щетками шестоватых кристаллов со следами растворения и колломорфной массой (микритовым кальцитом). Такие особенности кальцита свидетельствуют в пользу сезонности климата. В химическом составе обеих разновидностей отсутствуют примеси (данные SEM-EDX).

Михайловский горизонт. Слои 12 и 13. Кровля известняка слоя 12 не имеет признаков карста, но выглядит денудированной, с выраженным рельефом. Верхняя часть (2–3 см) тонкослоистая, мягкая, ожелезненная, с многочисленными отпечатками аппендиксов стигмарий (слой 12.2) (табл. I, фиг. 5). Слой 13 мощностью около 50 см представляет собой сложное несогласие. Описание слагающих его отложений дано выше.

Некоторые аналитические характеристики отложений, слагающих данный интервал разреза, даны на рис. 6. Комплекс полученных данных, наряду с морфологическими особенностями, позволяет заключить, что развитое здесь несогласие представлено педокомплексом, включающим, по-

димому, 3 палеопочвы. Кровля слоя 12 – сохранившаяся часть палеопочвы маршевого типа на морском известняке. Для нее характерно снижение содержания карбонатов (с 92 до 87%), рост содержания SiO_2 и Al_2O_3 (в 2 раза по сравнению с нижележащим известняком), рост K_2O . Отмечен также незначительный рост содержания MgO и Ni . В 8 раз возрастает содержание Fe_2O_3 (4.70%) по сравнению с таковым в нижележащем известняке (0.61%). Рост содержания Fe_2O_3 сопровождается некоторым приростом величины МВ. Ожелезнение кровли слоя отчасти связано с присутствием многочисленных стигмарий и их аппендиксов. Железо представлено гетитом, имеющим облик ячеистых конкреций, которые, как правило, приурочены к органическим остаткам (табл. IV, фиг. 1). Интенсивность преобразованности материала, выражаемая через величину отношения Al/Ga , составляет 1700, что превышает значения, полученные для других субаэрально преобразованных морских известняков. Такое значение величины Al/Ga сравнимо скорее со значениями, полученными для терригенных отложений (рис. 6). Ком-

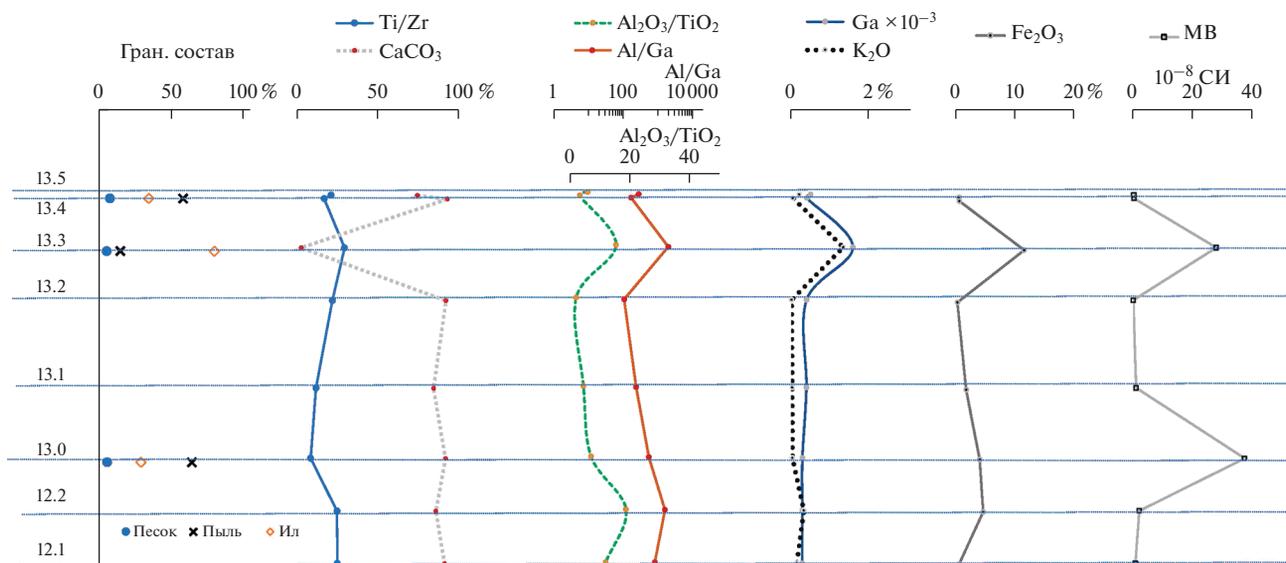


Рис. 6. Некоторые аналитические характеристики отложений слоев 12 и 13.

плекс геохимических критериев не вызывает сомнений в почвенной природе материала, слагающего эту часть несогласия. Обнаруженные органические остатки микроскопической размерности характеризуются плохой сохранностью. В материале присутствуют многочисленные споры (табл. IV, фиг. 2–4). Упомянутый выше факт снижения содержания карбонатов имеет морфологические проявления преобразованности морской хемогенно-осадочной породы. Основная масса карбонатов из кровли представлена колломорфным кальцитом. Наряду с ним выявлены различные кристаллические разновидности вторичного кальцита, в том числе игольчатый кальцит (табл. IV, фиг. 5, 6). Последний формирует сноповидные кластеры, собранные из параллельно ориентированных игл диаметром ~ 1 мкм. Не существует однозначного мнения о природе такого кальцита. Исследователи связывают его происхождение с кристаллизацией из сильно пересыщенных растворов либо с биологическими факторами – минерализацией грибного мицелия, микрофибровых корневых тканей и др. (Wright, 1994).

Вторая составляющая этого несогласия (слой 13.0) – маломощный легкий карбонатный суглинок с тонким (до 1 см) углистым слоем в кровле. Последний обогащен глиной (29% против 19% в суглинке) и органическим веществом (3.5% $C_{орг}$). В минеральном составе помимо кальцита содержатся смектит, гетит и следы кварца. Гетит представлен ячеистыми конкрециями. По данным РЭМ в образцах дополнительно содержится пирит, представленный крупными (10 мкм и более) правильными октаэдрами. Минералы железа приурочены к органическим остаткам. Последние характеризуются плохой сохранностью.

Для этой части колонки характерны самые высокие значения MB, составляющие 35–38 ед. СИ. Рост величины MB и гетитовый состав однозначно свидетельствуют о субаэральных обстановках формирования этой части разреза (рис. 6). Пиритовая составляющая сформировалась, по-видимому, позднее – на стадии затопления территории в ходе очередной морской трансгрессии. Эта часть комплекса отнесена к пионерной (инициальной) палеопочве.

Третья, основная, составляющая комплекса – палеопочва на морском известняке, вторично закарстованном. Изучение свойств материала, заполняющего полости карста, показало его аллохтонную природу. Значения величин отношений Ti/Zr и Al/Ga свидетельствуют о том, что материал сформирован из источника, отличающего от источников других составляющих комплекса. Материал содержит 80% фракции ила, почти бескарбонатный (2% кальцита). В минеральном составе доминирует монтмориллонит, содержатся также кварц, каолинит, гетит, слюда (следы) (рис. 3а). Содержание Fe_2O_3 превышает 10%, величина MB достигает ~ 30 ед. СИ (рис. 6).

Субаэральными преобразованиями затронуты преимущественно верхние 15 см известняка (слой 13.4). Наличие тонкого органогенного горизонта в его кровле свидетельствует о хорошей сохранности почвенного профиля. Известняк густо пронизан ризолитами. В соответствии с принятой классификацией (Кларра, 1980) ризолиты представлены двумя типами: каналы-пустоты и петрифицированные корни (псевдоморфозы), имеющие вид полых трубочек (табл. V, фиг. 1–3). Материал трубочек сложен кальцитом и оксида-

Таблица IV

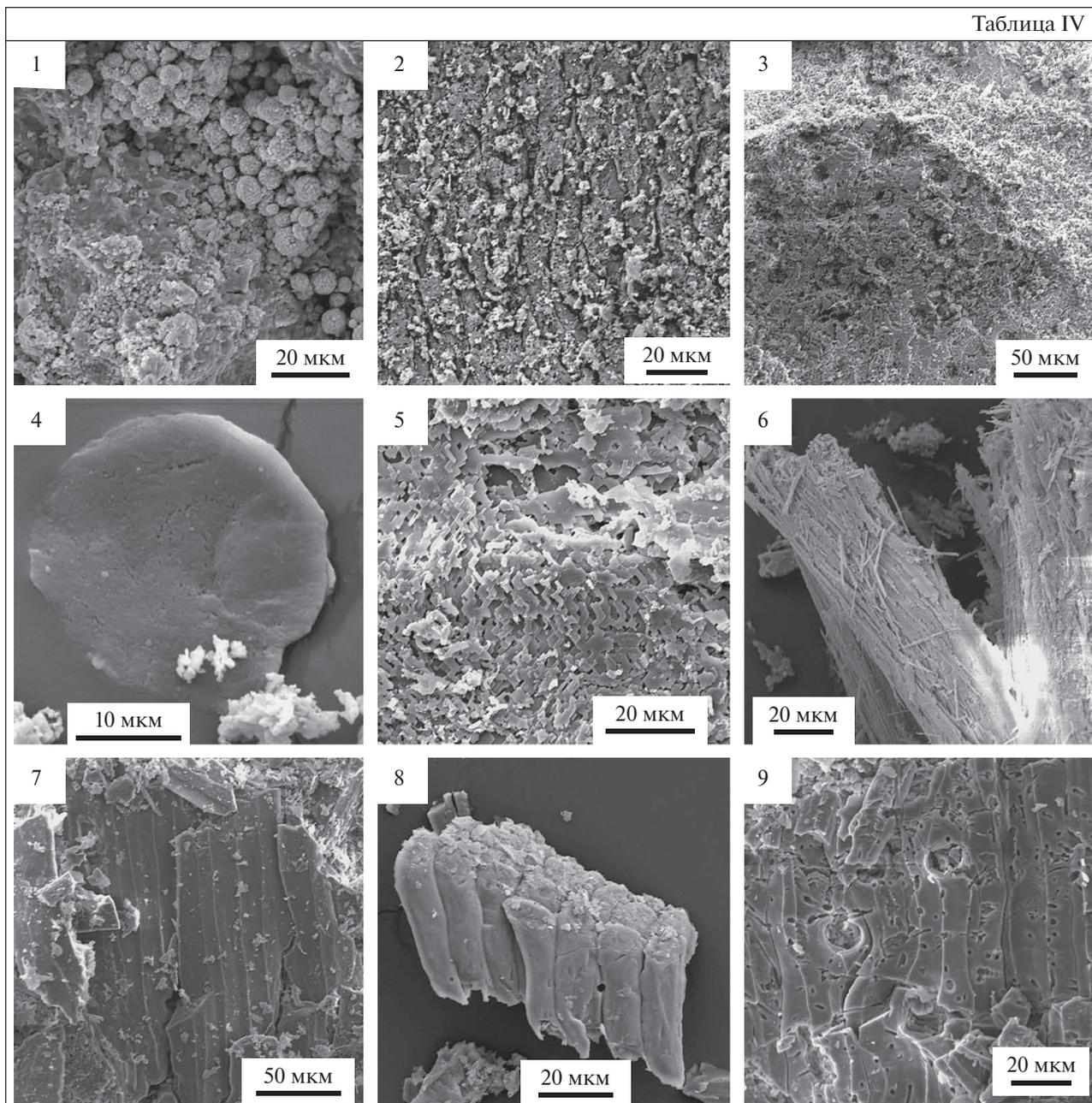


Таблица IV. Микростроение материала сложного несогласия слоев 12 и 13 (данные РЭМ).

1–6 – микростроение кровли известняка слоя 12: 1 – конкреции гетита на поверхности растительного остатка, 2, 3 – растительные остатки, 4 – спора, 5, 6 – микростроение новообразованного кальцита; 7–9 – кровля слоя 13.4, растительные остатки, некоторые из которых со следами деятельности деструкторов.

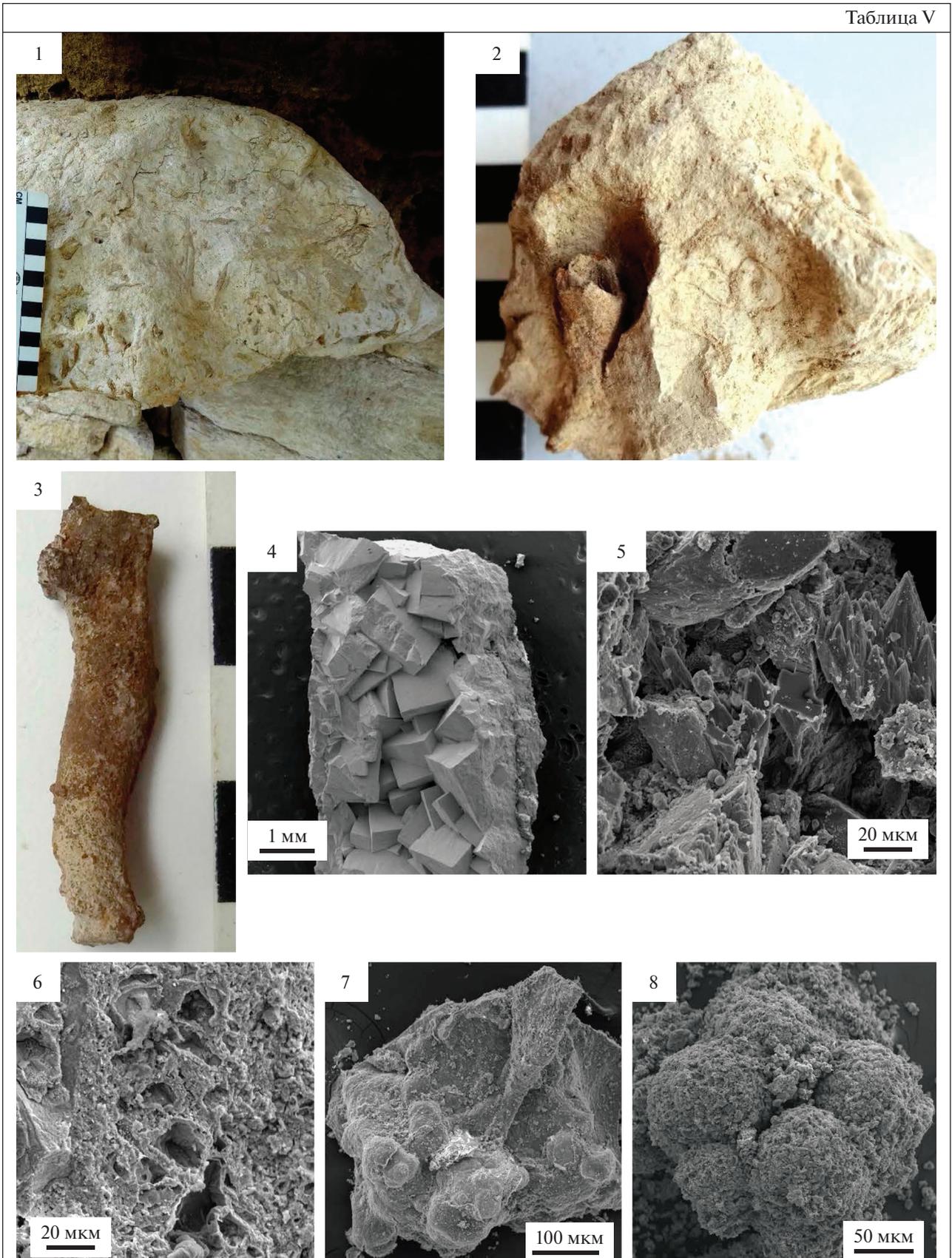
ми железа (гетитом/гидрогетитом и гематитом) (табл. V, фиг. 4, 5). Изотопный состав углерода в составе кальцита облегченный ($\delta^{13}\text{C} = -5.59 \pm 0.92\%$), что характерно для почвенных карбо-

натов. Поверхность ризолитов (“кора”) сохраняет клеточное строение тканей (табл. V, фиг. 6). Материал с поверхности трубочек (зона ризосферы) обогащен шаровидными образованиями диа-

Таблица V. Ризолиты слоя 13.4.

1 – морфология ризоидного известняка из кровли слоя 13.4; 2, 3 – петрифицированные ризолиты; 4 – замещение корня гетитом; 5 – замещение корня кальцитом; 6 – клеточное строение тканей корня; 7, 8 – споры микоризных грибов из зоны ризосферы (данные РЭМ).

Таблица V



метром до 100 мкм, сложенными карбонатами микритовой размерности, в составе которых содержатся Ca (14%), Mn (9%) и Fe (5.5%) (табл. V, фиг. 7, 8). Полагаем, что эти образования могут представлять собой минерализованные споры симбиотических грибов (арбускулярной микоризы). Показано, что симбиоз растения и арбускулярной микоризы является древнейшим симбиозом в истории Земли. Он характерен для более чем 90% ныне живущих растений. Первые свидетельства данного симбиоза относятся к раннему девону (Raven, Edwards, 2001; Kenrick, Strullu-Degrien, 2014). Ранее споры симбиотических грибов в ризосфере палеопочв веневского возраста были обнаружены в другом карьере Калужской области (разрез Бронцы; Алексеева, 2020в).

Кровля слоя 13.4 сложена карбонатным органическим суглинком (содержание фракции ила 34%, фракции пыли 58%) с содержанием $C_{орг} = 1.6\%$. В его минеральном составе помимо кальцита содержатся монтмориллонит и гетит. Изучение материала методом РЭМ показало наличие многочисленных и разнообразных растительных остатков хорошей сохранности, часто со следами жизнедеятельности деструкторов (табл. IV, фиг. 7–9).

В завершение важно еще раз подчеркнуть факт существенных различий в морфологии данного педокомплекса, выявленных в двух близлежащих точках наблюдения в пределах одной стенки карьера (табл. I, фиг. 5, 6). Это может быть обусловлено как эрозионными процессами, так и исходной пестротой почвенного покрова.

Михайловский горизонт. Слои 14 и 15 (табл. I, фиг. 7). Нижние 5 см (слой 15.1) терригенного слоя 15 сложены глиной опесчаненной (32% песка, 28% пыли, 40% глины), сильно ожелезненной. Верхние 25 см (слой 15.2) сложены суглинком (43% пыли, 44% фракции <1 мкм) неоднородно окрашенным. Материал обеих частей слоя бескарбонатный. Терригенный слой подстилается морским известняком слоя 14, сложенным кальцитом. Его кровля (верхние 20–25 см) мягкая, мучнистая, неравномерно ожелезненная. От кровли известняка преимущественно вертикально отходят каналы диаметром около 1 см. Стенки каналов ожелезнены (табл. I, фиг. 7; табл. VI, фиг. 1–3). Каналы частично (их верхняя часть) или полностью заполнены глинистым материалом, аналогичным материалу слоя 15.1. По морфологическим признакам эти ихнофоссилии предположительно были отнесены к *Arenicolites* либо *Diplocraterion* (Knaust, 2017).

Изучение минерального состава отложений показало, что упомянутые два слоя глины заметно различаются (рис. 3а). Глина слоя 15.1 содержит кварц, смектит и гетит, в качестве незначительной примеси — слюду. Смектит представлен смесью низкозарядных высокодисперсных бейделлита и

монтмориллонита. Глина слоя 15.2 содержит кварц и смектит в преобладающем количестве, а также каолинит, слюду, гетит и лепидокрокит. Смектит представлен низкозарядным высокодисперсным монтмориллонитом. По данным мессбауэровской спектроскопии железо в илистой фракции представлено преимущественно оксидами: смесью супердисперсных гетита и гематита, с преобладанием гетита. Величина отношения гематит/гетит для слоя 15.1 составляет 0.89 и уменьшается к кровле слоя 15 до 0.45, где дополнительно наблюдается существенный дублет, который может быть отнесен к супердисперсному лепидокрокиту (γ -FeOOH) (рис. 3б). Слои глины различаются также по величине отношения Ti/Zr, величине магнитного сигнала (МВ), по содержанию всех макроэлементов и большинства микроэлементов: Si, Al, Fe, Mg, K, Ti, P, S, Ba, Ga, Cr, Ni, Zr и др.

Обращают на себя внимание свойства кровли известняка слоя 14 (слой 14.2). Полевое определение удельной плотности показало, что ее величина для слоя 14.2 составляет 1.76 г/см³, а для нижележащей массивной части известняка — 2.16 г/см³. Материал кровли ожелезнен (3.7% Fe₂O₃), обогащен Si, Al, K и тяжелыми металлами — Co, Ni. Величина отношения Al/Ga, характеризующая интенсивность выветривания материала, здесь в 2 раза выше (рис. 2). Электронно-микроскопическое исследование показало, что материал кровли сложен микрокристаллическим кальцитом с размером частиц около 1 мкм (табл. VI, фиг. 4).

Изучение минерального состава материала, заполняющего каналы в кровле известняка, показало, что он в целом аналогичен составу глины слоя 15.1, но дополнительно содержит кальцит. Изучение этого материала методом РЭМ показало, что он разнороден по текстуре и минеральному составу: присутствуют крупные зерна кварца, глина, тонкодисперсные карбонаты, Fe-конкреции (табл. VI, фиг. 5–8). Отмечена высокая биогенность материала: во множестве присутствуют растительные остатки со следами деятельности деструкторов, микробные клетки и биопленки на поверхности минеральных зерен. Как было сказано выше, эти ихнофоссилии предположительно были отнесены к *Arenicolites* либо *Diplocraterion* (Knaust, 2017). По мнению этого автора, они могут принадлежать различным группам организмов илоедов/грунтоедов, как донных, так и наземных. На основании состава материала, заполняющего норы, мы склоняемся к предположению о наземном образе жизни организмов.

На основании полученных данных полагаем, что кровля слоя 14 субаэраально преобразована, а комплекс слоев 14 и 15.1 представляет собой палеопочву, кровля которой, по-видимому, эродирована.

Таблица VI

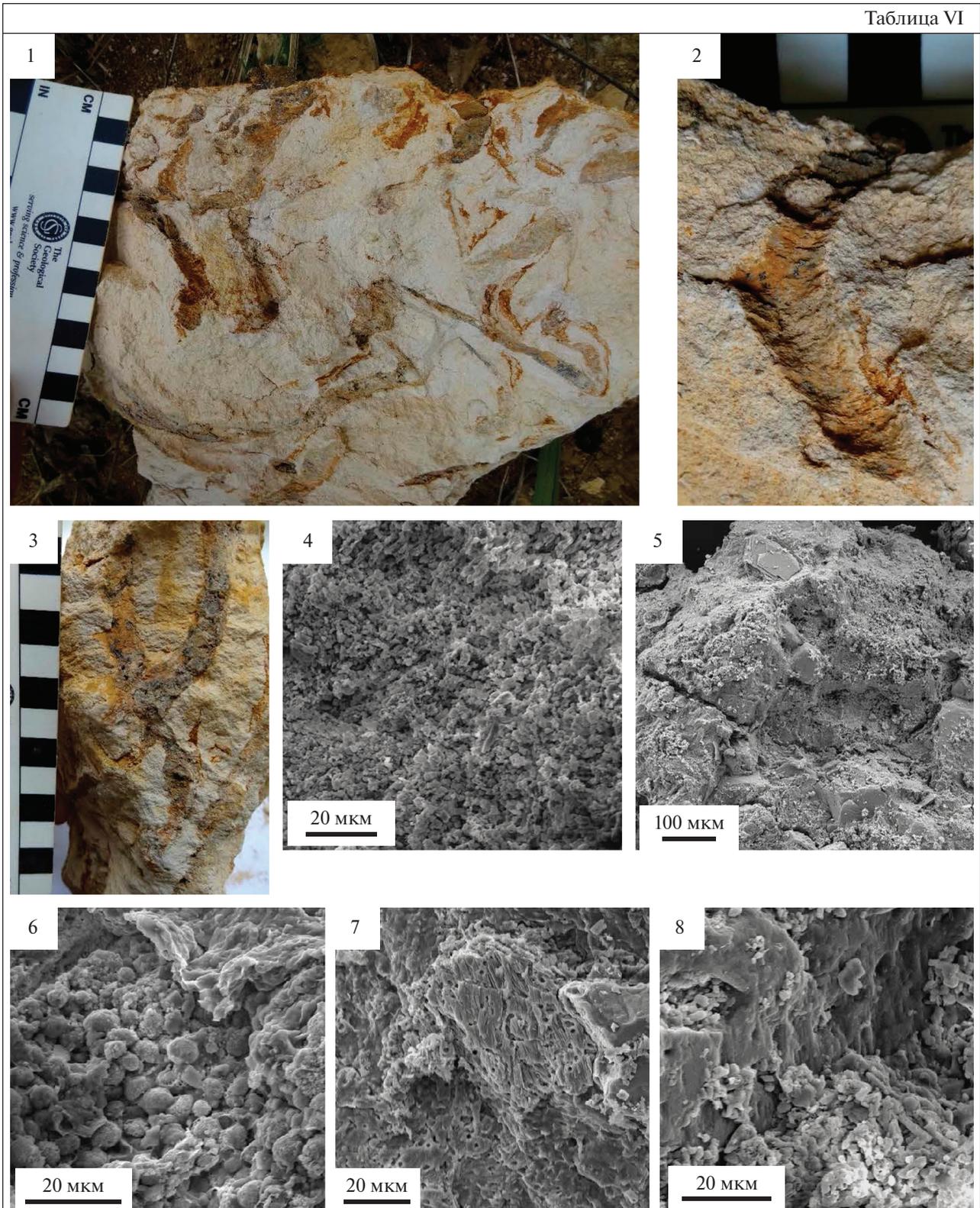


Таблица VI. Кровля слоя 14.

1–3 – ихнофоссилии, предположительно *Arenicolites* либо *Diplocraterion*, общий вид и детали морфологии; 4 – микро-титовая природа кровли известняка; 5–8 – микростроение материала, заполняющего полости ихнофоссилий: 5 – неотсортированный грунтовый материал, 6 – гетитовые конкреции, 7 – растительные остатки со следами деятельности деструкторов, 8 – колонии микроорганизмов (данные РЭМ).

Таблица VII

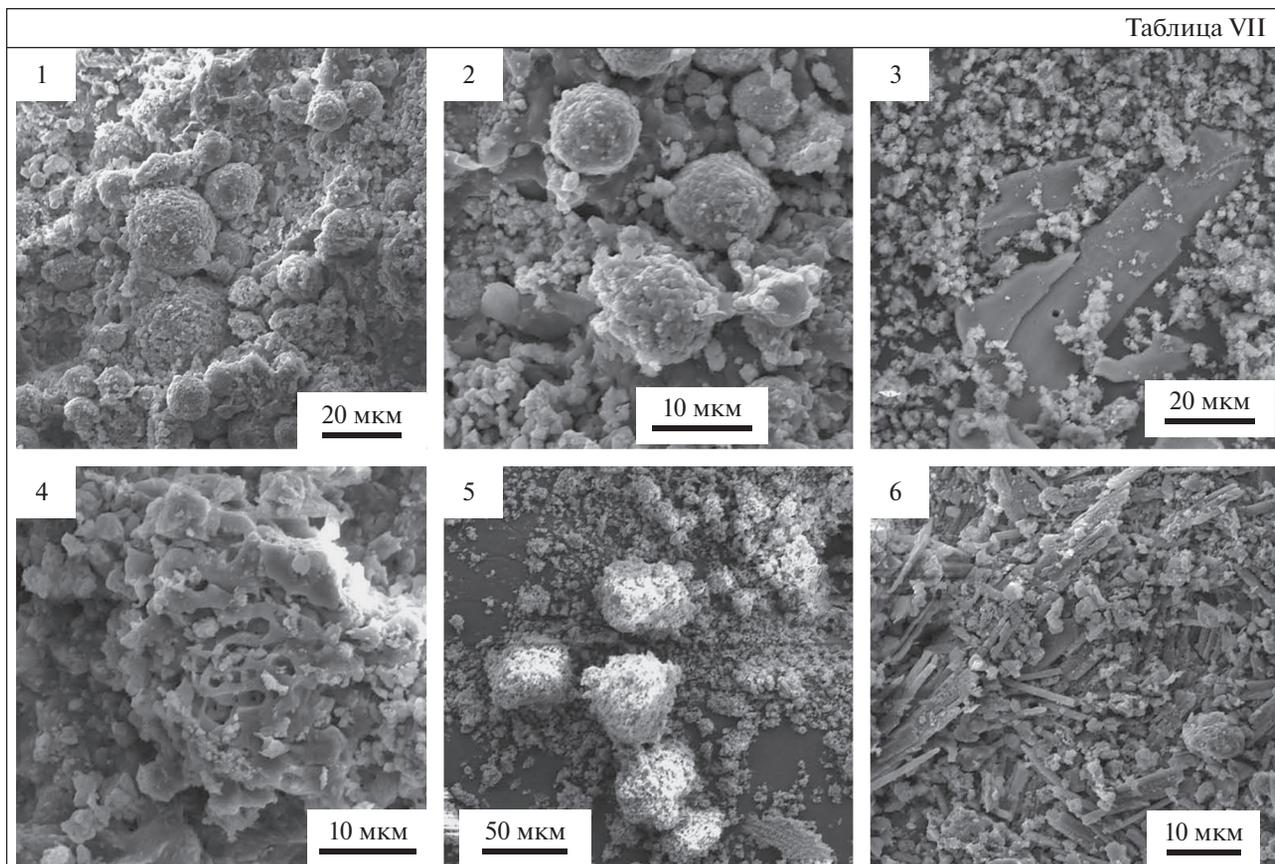


Таблица VII. Элементы микростроения палеопочв слоев 15.1 и 17.3 (данные РЭМ).

1, 2 – слой 15.1, гетитовые конкреции; 3, 4 – слой 17.3, растительные остатки в массе микритового кальцита; 5 – слой 17.3, пеллеты, замещенные микритовым кальцитом; 6 – слой 17.3, новообразованный игольчатый кальцит.

Кровля михайловского горизонта (КНУ). Слой 17.

Это единственный уровень разреза Мстихино с развитым карстом. Слой представлен брекчированным известняком (слой 17.1) с бугристой, оже-лезненной кровлей (слой 17.2). Последняя перекрыта маломощным (до 1 см) слоем красноватой глины (10RP 6/2; слой 17.3; табл. I, фиг. 8). Этот материал заполняет каверны в кровле известняка. Известняк перекрыт маломощным (3 см) слоистым мергелем (слой 18). Все отобранные образцы карбонатные, сложены кальцитом.

Помимо характерных морфологических особенностей, материал кровли известняка демонстрирует ряд специфических аналитических характеристик. В химическом составе заметно увеличение содержания Si, Al, Fe. Небольшой прирост величин MB и отношения Al/Ga (~300) указывают на преобразование материала в субэаральных обстановках (рис. 2).

В минеральном составе глины слоя 17.3 помимо кальцита содержатся смектит, кварц и гетит. Изучение соединений Fe методом мессбауэровской спектроскопии показало, что илистые фрак-

ции кроме гетита содержат и гематит (рис. 3а, 3б). Обе фазы супердисперсны. В этой минеральной ассоциации преобладает гематит (величина отношения гематит/гетит = 1.44), что заметно и по характерному для гематита розоватому цвету палеопочвы. Преобладание гематита свидетельствует в пользу теплых и аридных обстановок, в которых формировалась палеопочва.

Микрофотографии глины из кровли карста приведены в табл. VII (фиг. 3–6). В образцах встречены растительные остатки разной степени сохранности. Вторичный кальцит представлен колломорфной формой с частицами микронной размерности, а также игольчатой и шестоватой формами. Вопрос о природе такой формы вторичных карбонатов рассматривался выше. Интересны находки пелоидов (минерализованных фекальных пеллет) размером ~50 мкм. Обе морфологические формы вторичного кальцита могут представлять собой минерализованное почвенное органическое вещество – гумус (см. Wright, 1994).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Ниже приводится комплекс признаков, которые позволили отнести изученные несогласия к палеопочвам.

Для кровли известняков выявлены следующие изменения облика и свойств: формирование плитчатости и брекчированности, выраженный рельеф кровли, изменения физических свойств (снижение удельного веса, изменение цвета и твердости), наличие корневых каналов и других ризолитов (стигмари и их отпечатки, петрифицированные корневые трубки), норы. Карбонаты представлены кальцитом, не содержащим примесей. Значение $\delta^{13}\text{C}$ в них варьирует от -2.6 до $+1.0\text{‰}$ (среднее -0.75‰), оставаясь характерным для морских обстановок. Результаты проведенных субмикроскопических исследований свидетельствуют о процессах растворения и пересаджения карбонатов с формированием колломорфных, микритовых и других морфологических разновидностей вторичного кальцита. В химическом составе известняков наблюдается рост концентраций Si, Al, Fe, K, тяжелых металлов (Co, Ni). Показателен рост величины отношений Al/Ga и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$. Присутствует растительный детрит субмикроскопической размерности с разной степенью сохранности, споры растений и микроскопических грибов.

Терригенные слои, как правило, содержат органический углерод. Как и в кровлях известняков, биота здесь представлена ризолитами (ожелезненные отпечатки корневых систем), растительным детритом субмикроскопической размерности с разной степенью сохранности, спорами растений. Палеопочва слоя 9 содержит многочисленные карбонатные новообразования — желваки с облегченным изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C} = -5.54 \pm 1.27\text{‰}$).

Изучение минерального состава отложений показало, что материал, слагающий глинистые чехлы всех несогласий за исключением слоя 7, практически мономинеральный, смектитовый, с незначительной примесью каолинита и гетита. Смектит представлен индивидуальной фазой и не несет признаков смешанослойности. Ранее было показано, что смектитовый мономинеральный состав глин — характерная особенность палеопочв раннего карбона на территории южного крыла Подмосковского осадочного бассейна (Alekseeva et al., 2016; Алексеева и др., 2018). Среди возможных причин этого можно назвать: щелочной характер карбонатной среды, кратковременность почвообразования и, как следствие, преобладание пионерных (инициальных) почв, низкие концентрации калия, эрозионные процессы, лишайные палеопочвы верхних горизонтов с максимальным преобразованием минерального состава. В отличие от глинистых минералов, зерна первичных минералов несут черты выветривания. Морфоло-

гически выраженной и аналитически подтвержденной особенностью является ожелезнение (прослой, пятна, ожелезнение ризолитов). Содержание Fe_2O_3 достигает в отдельных случаях 20%. Чаще всего ожелезнение сопровождается ростом величины магнитного сигнала. По данным мессбаэровской спектроскопии железосодержащими фазами являются оксиды/гидроксиды, как правило гетит и гематит в разных пропорциях, редко — лепидокрокит. Эти минералы формируют микроконкреции, часто на поверхностях органического детрита. Пирит и другие минералы, в которых Fe находится в восстановленной форме, не выявлены (за исключением одного образца), что является свидетельством преобладания субаэральных обстановок почвообразования. Помимо железа, эти уровни разреза обогащены Ga, K, P, катионами тяжелых металлов.

Эпиконтинентальная природа Подмосковского осадочного бассейна, его малые глубины и плоский рельеф морского дна предполагают, что изученные палеопочвы за малым исключением формировались в прибрежных обстановках. За исключением палеопочв слоев 7 и 17, это литосоли, сформированные на плотных известняках, без признаков карста. Они могут быть отнесены к рендзинам (*nedotun 1*). Профиль этого типа палеопочв состоит из двух частей: в разной степени субаэрально преобразованный морской известняк (калькрет) и глинистый слой. Материал, слагающий глинистый слой, может быть как карбонатным (в большинстве случаев), так и бескарбонатным (например, слой 15), иметь разный генезис: он мог формироваться на стадии трансгрессии и представлять собой отложения пресных временных эфемерных озер либо морского мелководья, мог являться остаточным продуктом выветривания известняка, а также иметь эоловую (аэрозольную) природу. Выделенные части почвенного профиля могут иметь резкий контакт (слои 14 и 15; 12 и 13.0) либо постепенный переход с частичным вовлечением в глинистый слой брекчий (плиток) известняка (слои 4 и 5). В случае резкого контакта можно говорить об этапе эрозии, предшествовавшей отложению глинистого слоя.

Палеопочва слоя 17 — единственная палеопочва, сформированная на брекчии (карсте) известняка (*nedotun 2*). Имея аналогичное *nedotun 1* двухчленное строение, данная палеопочва, по-видимому, формировалась в течение более длительного промежутка времени. Как отмечалось выше, этой палеопочве свойственна красноцветность, обусловленная накоплением гематита. Палеопочва скорее всего эродирована.

Палеопочва слоя 9 непохожа на другие палеопочвы данного разреза. Подстилаемая выветрелым морским известняком, эта суглинистая монтмориллонитовая палеопочва содержит множествен-

ные карбонатные новообразования с легким изотопным составом углерода. Не исключаем, что профиль палеопочвы эродирован. Эта палеопочва семиаридного ряда — кальцисоль с вторичным накоплением извести. Процессы формирования вторичных карбонатов и оксидов железа могли быть разнесены во времени (*педотип 3*).

Перечисленные морфологические особенности и аналитические характеристики отложений, слагающих несогласия, говорят о том, что палеопочвы этих педотипов следует рассматривать как двучлены, состоящие из наложенных палеопочвенных профилей: эродированной рендзины (карста), перекрытой почвой разного генезиса на терригенных осадках. Большинство из них — это пионерные (инициальные) палеопочвы. Отложения уровней 12–14 представляют собой сложный педокомплекс, включающий 3 палеопочвы. Снизу вверх он состоит из эродированной рендзины, пионерной палеопочвы на карбонатном суглинке, рендзины вторично закарстованной.

Единственная палеопочва, сформированная на терригенном бескарбонатном субстрате, — палеопочва слоя 7. Отложения, по-видимому, представляют собой донные осадки пресноводного озера, впоследствии обмелевшего и заболоченного. Сформированная на его месте болотная палеопочва (гистосоль) отнесена к *педотипу 4*. Это единственная из изученных в этом разрезе *каолинитовая* палеопочва с примесью смешанослойной фазы иллит-сметтит.

Тот же минеральный состав был установлен нами ранее для палеопочвы этого уровня (MH_{T1}) в карьере Полотняный завод (Калужская область) (Alexseeva et al., 2016). Полагаем, что каолинитовый минеральный состав этих палеопочв формировался из единого источника и был унаследован. Полученные данные говорят в пользу того, что пресноводный бассейн, обмелевший и заболоченный, имел большую площадь распространения, что делает несогласие MH_{T1} важной стратиграфической (педостратиграфической) единицей.

Базируясь на свойствах изученных палеопочв, можно заключить, что климат во второй половине визе на территории распространения Подмосковского осадочного бассейна был в большинстве случаев гумидный. Вместе с тем имели место колебания климата. По соотношению оксидов/гидроксидов железа, исходя из данных по современным почвам (Kämpf, Schwertmann, 1983; Nyland et al., 2015), оценочные величины среднегодовых температур составляют 15–17°C, среднегодовых осадков 800–1000 мм. Такая интерпретация совпадает с проведенными ранее реконструкциями палеоклимата михайловского времени по геохимическим данным (Алексеева, 2020а). Находки стигмарий, ограничивающиеся слоями 5, 12 и 13, также под-

тверждают выявленный тренд на аридизацию климата, начавшуюся с конца визе (Алексеева, 2020а).

Важно отметить изменения величин отношения Al/Ga вверх по разрезу. Они демонстрируют устойчивый тренд на уменьшение, который может свидетельствовать о снижении интенсивности выветривания терригенного материала, однако может отражать и смену источника, выявленную на основании поведения отношения Ti/Zr .

Наиболее аридные обстановки были характерны для начала михайловского времени на стадии формирования кальцисоли с вторичным накоплением извести (слой 9). Это *единственный* уровень, для которого величина отношения Al/Ti превышает 20. В пользу теплого аридного климата говорят и результаты изучения соединений железа. Показано, что в этой палеопочве гематит несколько преобладал над гетитом. Эту палеопочву можно отнести к разряду зональных.

Болотная палеопочва уровня 7 (гистосоль) — азональная (интразональная) почва, которая могла формироваться в условиях переувлажненности в разных климатических обстановках. Она не информативна для целей климатических реконструкций.

Важно подчеркнуть выявленную литологическую пестроту на сравнительно близких расстояниях, а также пестроту почвенного покрова. Геосоли уровней 5, 7 и 17 в двух близко расположенных карьерах Калужской области (Полотняный завод и Мстихино) имеют разный морфологический облик и отнесены к разным педотипам. Несогласие КНУ в кровле михайловского горизонта, в большинстве случаев представленное “черным ризоидным известняком” палеостринного генезиса (Алексеева и др., 2016; Алексеева, 2020а), в карьере Мстихино представлено палеопочвой на брекчированном морском известняке (*педотип 3*).

ВЫВОДЫ

Стратиграфические несогласия, выявленные в верхневизейских известняковых отложениях разреза Мстихино (Калужская область), имеют комплекс морфологических и аналитических признаков, позволивший интерпретировать их как палеопочвы. Большинство субаэрально преобразованных профилей маломощные и имеют двучленное строение: в разной степени преобразованный морской известняк (калькрет или карст) и перекрывающий его терригенный, как правило глинистый, слой, также экзогенно преобразованный.

Для кровли известняков характерны следующие преобразования облика и свойств: формирование плитчатости и брекчированности, изменения физических свойств, наличие корневых каналов и других ризолитов, присутствие нор. Карбонаты

представлены кальцитом с изотопным составом углерода, характерным для морских обстановок. Им присуще растворение и переосаждение с формированием колломорфных, микритовых и других морфологических разностей вторичного кальцита. В химическом составе кровли известняков наблюдается рост концентраций Si, Al, Fe, K, тяжелых металлов (Co, Ni). Показателен рост величины отношений Al/Ga и Al_2O_3/TiO_2 . Присутствует растительный детрит субмикроскопической размерности с разной степенью сохранности, споры растений и микроскопических грибов. Терригенные слои, как правило, содержат органический углерод, биологические структуры здесь представлены ризолитами, растительным детритом, спорами.

Для характеристики климата предложено использовать отношения Al/Ga и Al/Ti, величину магнитной восприимчивости, наличие и соотношение оксидов/гидроксидов железа, наличие и характеристики вторичных карбонатов (морфологические формы, изотопный состав), тип палеопочвы, биоту (фрагменты растительности, следы деятельности микро-, мезо- и макрофауны), ризолиты (их типы, густота, глубина проникновения).

Сделан вывод о том, что в михайловское время климат на изученной территории испытывал колебания. Преобладали гумидные обстановки с количеством атмосферных осадков 800–1000 мм/год. В этих условиях распространение получили прибрежно-морские пионерные палеопочвы. Обнаруженная в низах михайловского горизонта палеопочва с вторичным накоплением извести (кальцисоль) выявила существование аридного этапа.

Предыдущие исследования палеопочв раннего и позднего карбона Подмосковского бассейна (Kabanov, Varanova, 2007; Алексеева, 2020а) показали, что палеопочвы на границах горизонтов являются важными стратиграфическими единицами и могут рассматриваться в качестве геосолей. Уровни развития палеопочв в пределах региональных горизонтов позволяют детализировать их разбивку, расширяя возможности событийной стратиграфии. Настоящее исследование позволило выявить дополнительные уровни развития палеопочв михайловского времени. Показано, что палеопочву уровня МН_{Т1} можно рассматривать в качестве геосоли.

Источники финансирования. Работа выполнена при частичной поддержке гранта РНФ № 22-27-00370.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам П.Б. Кабанову и А.С. Алексееву за глубокий анализ статьи, критические замечания и рекомендации, позволившие существенно улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акульшина Е.П.* Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 159 с.
- Акульшина Е.П.* (ред). Глинистые минералы как показатели условий литогенеза // Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 223. Новосибирск: Наука, 1976. 195 с.
- Алексеев А.С., Голодковская Г.А., Панасьян Л.Л.* Актуальные проблемы изучения каменноугольных карбонатных пород на территории Москвы // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 25–34.
- Алексеева Т.В.* Почвообразование и почвы в девоне и карбоне на территории Северной Евразии: строение, типы, биота, палеоклиматические архивы и стратиграфическая значимость. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 2020а.
- Алексеева Т.В.* Почвы девона и карбона. Современное состояние исследований в России (обзор литературы) // Почвоведение. 2020б. № 10. С. 1157–1169.
- Алексеева Т.В.* Ризолиты в палеопочвах девона и раннего карбона и их палеоэкологическая значимость // Почвоведение. 2020в. № 4. С. 398–413.
- Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Губин С.В.* Палеопочвенный комплекс в кровле михайловского горизонта (визейский ярус нижнего карбона) на территории южного крыла Московской синеклизы // Палеонтол. журн. 2016. № 4. С. 5–20.
- Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Калинин П.И.* Палеопочвы нижнего карбона в карьере “Бронцы” (Калужская область) // Почвоведение. 2018. № 7. С. 787–800.
- Бабанин В.Ф., Трухин В.И., Карпачевский Л.О., Иванов А.В., Морозов В.В.* Магнетизм почв. Ярославль: ЯГТУ, 1995. 222 с.
- Бельская Т.Н., Иванова Е.А., Ильховский Р.А., Масленников В.П., Махлина М.Х., Михайлова Е.В., Осипова А.И., Рейтлингер Е.А., Шик Е.М., Яблоков В.С.* Путеводитель экскурсий по разрезам карбона Подмосковского бассейна. М.: Наука, 1975. 180 с.
- Габдуллин Р.Р., Бершов А.В., Самарин Е.Н., Бадулина Н.В., Афонин М.А., Фрейман С.И.* Циклическая и секвентно-стратиграфическая характеристика визейско-серпуховских отложений на юге Московской синеклизы // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 4. С. 30–41.
- Геккер Р.Ф.* Работы карбоновой палеоэкологической экспедиции в 1934–1936 гг. // Тр. ПИН АН СССР. 1940. Т. 9. Вып. 4. С. 105–117.
- Геологический словарь. В 2-х томах. Ред. Паффенгольда К.Н. и др. М.: Недра. 1978.
- Залесский М.Д.* Очерк по вопросу образования угля. Петроград: Издание Геологического Комитета, 1914. 94 с.
- Кабанов П.Б.* Событийная стратиграфия пограничного интервала среднего и верхнего карбона Подмосковья. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2000.
- Кабанов П.Б.* Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье. Часть 1. Литофациальная характеристика // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11 № 1. С. 20–38.

- Кабанов П.Б.* Стратотип серпуховского яруса в карьере Заборье. Часть 2. Профили субаэральной экспозиции и цикличность // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 3. С. 253–261.
- Калинин П.И., Алексеев А.О.* Геохимическая характеристика лёссово-почвенных комплексов Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности // Почвоведение. 2011. № 12. С. 1436–1453.
- Мамонтов Д.А., Орлова О.А.* Палинологическая характеристика верхневизейских отложений карьера Мстихино (Калужская область) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2014. № 1. С. 35–42.
- Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С., Бывшева Т.В., Донакова Л.М., Жулитова В.Е., Кононова Л.И., Умнова Н.И., Шик Е.М.* Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. М.: Наука, 1993. 221 с.
- Махлина М.Х., Алексеев А.С., Кононова Л.И.* Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. № 1. С. 42–113.
- Мосейчик Ю.В.* Раннекаменноугольная флора Подмосковского бассейна. Т. 1. Состав, экология, эволюция, фитогеографические связи и стратиграфическое значение. М.: ГЕОС, 2009. 187 с.
- Осипова А.И., Бельская Т.Н.* О веневском горизонте южного крыла Подмосковского бассейна // Изв. вузов. Геол. и разведка. 1965. № 11. С. 33–44.
- Швецов М.С.* К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковского бассейна // Вестник Моск. горн. акад. 1922. Т. 1. № 2. С. 223–242.
- Швецов М.С.* История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху // Тр. МГРИ. 1938. Т. 12. С. 3–107.
- Alekseev A.O., Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Kalinin P.I.* Magnetic susceptibility and geochemical characterization of an upper Mississippian cyclothem section Polotnyanyi Zavod (Moscow Basin, Russia). Magnetic Susceptibility Application: A window onto ancient environments and climatic variations // Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. V. 414. P. 181–196.
- Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.N.* The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 149–168.
- Alekseev A.S., Goreva N.V., Isakova T.N., Makhlina M.Kh.* Biostratigraphy of the Carboniferous in the Moscow Syncline, Russia // Newslett. Carboniferous Stratigr. 2004. V. 22. P. 28–35.
- Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Gubin S.V., Kabanov P.B., Alekseeva V.A.* Palaeoenvironments of the Middle–Late Mississippian Moscow Basin (Russia) from multiproxy study of palaeosols and palaeokarsts // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2016. V. 450. P. 1–16.
- Auras S., Wilde V., Hoernes S., Scheffler K., Puttmann W.* Biomarker composition of higher plant macrofossils from Late Paleozoic sediments // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. V. 240. P. 305–317.
- Hyland E., Sheldon N.D., Van der Voo R., Badgley C., Abrajevitch A.* A new paleoprecipitation proxy based on soil magnetic properties: implications for expanding paleoclimate reconstructions // Geol. Soc. Am. Bull. 2015. V. 127(7–8). P. 975–981.
- Kabanov P.* The Upper Moscovian and Basal Kasimovian (Pennsylvanian) of Central European Russia: Facies, subaerial exposures and depositional models // Facies. 2003. V. 49. P. 243–270.
- Kabanov P.* Stratigraphic unconformities: review of the concept and examples from the Middle-Upper Paleozoic // Seismic and Sequence Stratigraphy and Integrated Stratigraphy – new insights and contributions. Ed. Aiello G. IntechOpen, 2017. P. 101–127.
- Kabanov P.B., Alekseev A.S.* Progress in cyclothem/sequence stratigraphy of type Lower Moscovian succession of Moscow Basin, Russia // Newslett. Carboniferous Stratigr. 2011. V. 29. P. 42–50.
- Kabanov P., Baranova D.* Cyclothem and stratigraphy of the Upper Moscovian–basal Kasimovian (Pennsylvanian) succession of central and northern European Russia // Proc. XV Int. Congr. on Carboniferous and Permian. Ed. Wong T.E. Amsterdam: The Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, 2007. P. 147–160.
- Kabanov P.B., Alekseeva T.V., Alekseeva V.A., Alekseev A.O., Gubin S.V.* Paleosols in late Moscovian (Carboniferous) marine carbonates of the East European craton revealing “great calcimagnesian plain” paleolandscapes // J. Sed. Res. 2010. V. 80. P. 195–215.
- Kabanov P.B., Alekseev A.S., Gabdullin R.R., Gibshman N.B., Bershov A., Naumov S., Samarin E.* Progress in sequence stratigraphy of upper Viséan and lower Serpukhovian of southern Moscow basin, Russia // Newslett. Carboniferous Stratigr. 2013. V. 30. P. 55–65.
- Kabanov P.B., Alekseev A.S., Gibshman N.B., Gabdullin R.R., Bershov A.V.* The upper Viséan–Serpukhovian in the type area for the Serpukhovian Stage (Moscow Basin, Russia): Part 1. Sequences, disconformities, and biostratigraphic summary // Geol. J. 2016a. V. 51 (2). P. 163–194.
- Kabanov P.B., Alekseev A.O., Zaitsev T.* The upper Viséan–Serpukhovian in the type area for the Serpukhovian Stage (Moscow Basin, Russia). P. 2. Bulk geochemistry and magnetic susceptibility // Geol. J. 2016b. V. 51(2). P. 195–211.
- Kämpf N., Schwertmann U.* Goethite and hematite in a climosequence in southern Brazil and their application in classification of kaolinic soils // Geoderma. 1983. V. 29. P. 27–39.
- Kenrick P., Strullu-Derrien Ch.* The origin and early evolution of roots // Plant Physiology. 2014. V. 166. P. 570–580.
- Klappa C.F.* Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance // Sedimentology. 1980. V. 27. P. 613–629.
- Knaust D.* Atlas of trace fossils in well core. Appearance, taxonomy and interpretation. Springer Int. Publ., 2017. 219 p.
- Kraus M.J., Hasiotis S.T.* Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn basin, Wyoming, USA // J. Sed. Res. 2006. V. 76. P. 633–646.
- Mamontov D.A., Zaytseva E.L., Orlova O.A.* New data on the biostratigraphy of Upper Viséan (Mikhailovian) deposits from the Mstikhino Quarry (Kaluga Region) based on the miospores and foraminifers // Proc. 50th Joint Meeting of AASP-CIMP-TMS – Golden Anniversary of AASP –

- The Palynological Society. Keyworth, Nottingham, UK: British Geological Survey, 2017. P. 42–43.
- Mamontov D.A., Mclean D., Orlova O.A., Gavrilova O.A. Maia spora: a new miospore genus with enigmatic sculpture from the Late Visean of European Russia // Pap. Palaeontol. 2021. V. 7. Pt. 1. P. 263–306.*
- Miall A.D. The valuation of unconformities // Earth Sci. Rev. 2016b. V. 163. P. 22–71.*
- Moessbauer spectroscopy. Tutorial book. Eds. Yoshida Y., Langouche G. Springer, 2013. 317 p.
- Mosseichik Yu.V. Correlation of Visean plant-bearing deposits of the Russian Platform // Newslett. Carboniferous Stratigr. 2005a. V. 23. P. 31–33.*
- Mosseichik Yu.V. Geography and succession of European floras during the Viséan // Newslett. Carboniferous Stratigr. 2005b. V. 23. P. 33–36.*
- Mosseichik Yu.V., Ruban D.A. Visean flora from the Moscow Coal Basin (Baltic Plate; European Russia): evolution in the context of global tendencies // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2010. V. 292. P. 168–183.*
- Mosseichik Yu.V., Ignatov M.S., Ignatiev I.A. A bryophyte-like plant from the Lower Carboniferous of the Moscow Coal Basin // Arctoa. 2007. V. 16. P. 99–122.*
- Murad E., Cashion J. Mössbauer Spectroscopy of Environmental Materials and their Industrial Utilization. Kluwer, 2004. 418 p.*
- Naugolnykh S.V., Kokina O.A. A fertile branch of Lepidodendron obovatum Sternberg from the Lower Carboniferous (Visean) deposits of the Kaluga region, Russia // Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, October 18–22, 2021, Kazan, Russia. P. 40–41.*
- Peters-Kottig W., Strauss H., Kerp H. The land plant $\delta^{13}\text{C}$ record and plant evolution in the Late Palaeozoic // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2006. V. 240. P. 237–252.*
- Raven J.A., Edwards D. Roots: evolutionary origins and biogeochemical significance // J. Experimental Botany. 2001. Roots Spec. Iss. 52. P. 381–401.*
- Retallack G.J. Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology. 2nd ed. Blackwell, printed in Oxford and Northampton (UK), Alden Press Ltd, 2001. 404 p.*
- Wright V.P. Paleosols in shallow marine carbonate sequences // Earth. Sci. Rev. 1994. V. 35. P. 367–395.*

Рецензенты А.С. Алексеев,
П.Б. Кабанов, С.В. Наугольных

Palaeosols as Markers of Upper Visean Stratigraphic Unconformities in Mstikhino Quarry, Kaluga Region, Russia: Geochemistry, Mineralogy, Biogenic Structures

T. V. Alekseeva^{a, #}, V. V. Malishev^a, and A. O. Alekseev^a

^a Institute of Physical Chemical and Biological Problems of Soil Science,
Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow Oblast, Russia

[#]e-mail: alekseeva@issp.serpukhov.su

Mississippian shallow marine deposits of Moscow basin have numerous sedimentary breaks. This paper describes the Upper Visean (Aleksinian and Mikhaylovian formations) deposits from the Mstikhino limestone quarry which were bed-by-bed sampled and studied using a complex of analytical methods (XRD, RFA, Moessbauer spectroscopy, SEM-EDAX). Six stratigraphic unconformities were detected and classified as palaeosols. Profiles of most palaeosols are shallow, consist of two principal units: subaerially altered limestone and terrestrial terrigenous most of the time clayish cover. The later typically represents coastal pioneer palaeosols. Among the set of pedogenic criteriums the presence of organic carbon and biota (rhizoliths, spores, plant debris and trace fossils – burrows) is the most convincing. One more pronounced characteristic is the morphologically and analytically confirmed Fe-concentration. Moessbauer spectroscopy data show that Fe-containing phases are represented by super dispersed oxides/hydroxides – hematite and goethite in different proportions. The lowest terrigenous bed of Mikhaylovian formations (MH_{T1}) is classified as Histosol – swampy organic-rich palaeosol developed from freshwater lake deposits. SEM study of a peat material from the top of this soil shows that plant cover was characterized by large biodiversity from bryophyte-like plant till lycopod trees. Complex of obtained data allows to say that Upper Visean climate on the given territory was predominantly humid with mean annual precipitation of 800–1000 mm. At the same time the development of a Calcisol among others reflects the arid period as well. The comparison of these data with the earlier obtained results on lithology and paleosols of Visean age from neighboring quarries of the southern part of Moscow basin shows the large heterogeneity of both lithology and soil cover. Meanwhile the Histosol at MH_{T1} level was previously discovered in other quarries. Being morphologically recognizable with specific, kaolinite rich mineralogy this palaeosol could be regarded as the important stratigraphic unit (Geosol).

Keywords: Mississippian, Moscow sedimentary basin, pedostratigraphy, clay mineralogy, iron oxides, isotopic composition of carbonate, paleoclimate

УДК 551.781(477.75)

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ВАЛАНЖИНА ЮГО-ЗАПАДНОГО И ЦЕНТРАЛЬНОГО КРЫМА

© 2022 г. К. А. Дубкова¹, *, С. Б. Шишлов¹, А. Б. Кузнецов², Ф. А. Триколиди³¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: ksenya-dubkova@mail.ru

Поступила в редакцию 21.12.2021 г.

После доработки 31.03.2022 г.

Принята к публикации 08.05.2022 г.

Уточнена корреляция разрезов валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма на основе методов цикло- и секвенс-стратиграфии. С помощью Sr-изотопной стратиграфии возраст карбонатных пород зеленогорской толщи в долине реки Бештерек Центрального Крыма определен как ранний валанжин ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707343\text{--}0.707355$). При фациальном анализе осадочных пород выделено 4 литологических комплекса: глубоководные глины, мелководные известняки, мелководные песчаники, дельтовые песчаники и конгломераты. Особенности их пространственно-временных соотношений позволили установить секвенции верхнего берриаса—нижнего валанжина и верхнего валанжина, разделенные параллельным несогласием. Показано, что они формировались в обстановках внешнего, среднего и внутреннего рампа морского бассейна, ограниченного на юго-западе “Таврическим” островом, а на северо-востоке — “Скифской” сушей. Разработанные модели обстановок осадконакопления использованы для составления палеогеографических схем. Полученные результаты могут быть использованы при совершенствовании региональной стратиграфической схемы нижнего мела Крыма.

Ключевые слова: Крым, нижний мел, циклостратиграфия, Sr-хемостратиграфия, корреляция, обстановки осадконакопления, секвенции, палеогеография

DOI: 10.31857/S0869592X22060059

ВВЕДЕНИЕ

Отложения валанжина широко распространены в Юго-Западном и Центральном Крыму. Среди многочисленных исследований, посвященных отдельным группам фауны этого стратиграфического интервала, его фациальному анализу и реконструкции истории развития региона в валанжинском веке, необходимо отметить работы Н.И. Каракаша (Каракаш, 1907), М.С. Эристави (1957), М.В. Муратова (1960), В.В. Друщица (1960), Г.А. Лычагина (1969), Т.Н. Горбачик (Горбачик и др., 1975), Б.Т. Янина (Янин, Вишневицкий, 1989; Янин, 1997).

В 1984 г. опубликована Региональная стратиграфическая схема меловых отложений северо-западных побережий и шельфа Черного моря (Астахова и др., 1984). В ней приведены характеристики местных стратоней валанжина, сопоставленных по фауне с ярусами и подъярусами Общей стратиграфической шкалы, но горизонты для нижнего мела не выделены. Стратиграфиче-

скую схему нижнемеловых отложений для Юго-Западного Крыма доработал Б.Т. Янин (Янин, 1997). Е.Ю. Барабошкин выполнил описание наиболее представительных обнажений валанжина и ревизию найденных в них аммонитов, что позволило обосновать возраст местных стратоней и существенно уточнить корреляцию разрезов (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Baraboshkin, Mikhailova, 2000; Смирнова, Барабошкин, 2004).

Недавно несколько разрезов верхней юры и один разрез верхнего мела Юго-Западного Крыма получили С- и Sr-изотопную хемостратиграфическую характеристику, которая показала хорошие перспективы для уточнения возраста и корреляции карбонатных отложений (Рудько и др., 2014, 2017; Гужиков и др., 2021).

С 1950-х гг. доминирует мнение о том, что в валанжине море открывалось на юг¹, а суша распо-

¹ Здесь и далее используются современные координаты.

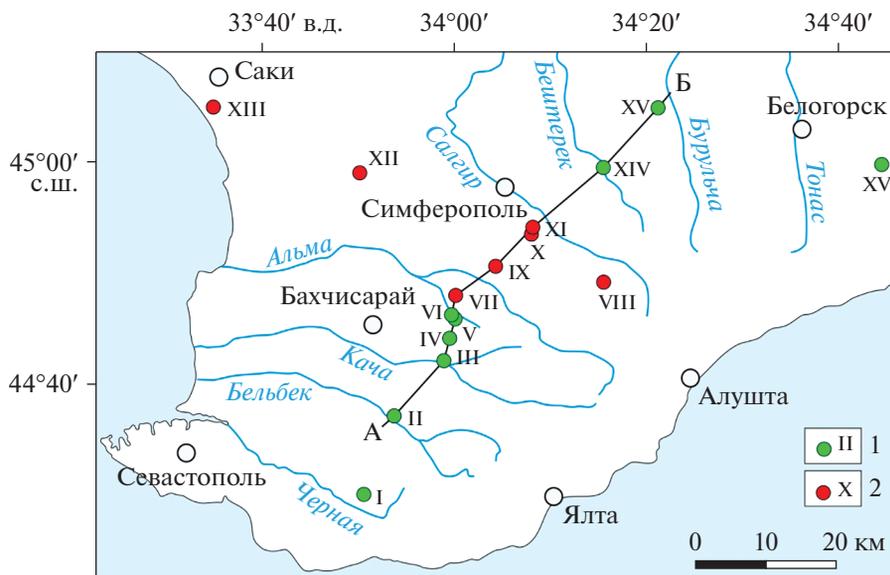


Рис. 1. Расположение разрезов и их номера.

1 – обнажения валанжина, 2 – разрезы, в которых отложения валанжина отсутствуют. I – с. Новобобровка (Астахова и др., 1984), II – Сбросовый лог (материалы авторов; Янин, Вишнеvский, 1989; Аркадьев, 1997; Барабошкин, Янин, 1997), III – г. Резаная, г. Белая (материалы авторов; Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016), IV – овраг Кояс-Джилга (материалы авторов; Барабошкин, 1997б; Никитин, Болотов, 2006; Барабошкин и др., 2016), V – г. Длинная (материалы авторов; Барабошкин, Янин, 1997), VI – г. Патиль (материалы авторов), VII – г. Лесистая (материалы авторов), VIII – с. Мраморное (Барабошкин, Янин, 1997), IX – с. Партизанское (материалы авторов), X – Курцовский карьер (материалы авторов), XI – Петропавловский карьер (материалы авторов), XII – с. Новоселовка (Тузьяк, 2013), XIII – с. Новофедоровка (Тузьяк, 2013), XIV – долина р. Бештерек (материалы авторов; Лысенко, Янин, 1979), XV – Зуйский карьер, г. Кунич (материалы авторов; Барабошкин, Янин, 1997), XVI – с. Горлинка (Астахова и др., 1984). А–Б – линия литологических профилей.

лагалась на севере (Эристави, 1957; Муратов, 1960). А.М. Никишин с соавторами считают, что в это время сформировался рифт, ось которого проходила по линии Верхоречье–Мазанка–Белогорск (Никишин и др., 2009). Его южное плечо, образованное складчатыми сооружениями Горного Крыма, было крутым, а северное пологим. Раннемеловые отложения Юго-Западного и Центрального Крыма накапливались на пологом плече прогиба, северная периферия которого представляла собой аллювиально-дельтовую равнину – область формирования мазанковской свиты (Барабошкин, Янин, 1997; Горбенко, 2011). Е.Ю. Барабошкин полагает, что южная суша, существовавшая еще в берриасе, в начале валанжина была эродирована и основной снос терригенного материала осуществлялся с возвышенности Центрального Крыма (Барабошкин, 2005). Другие исследователи (Пчелинцев, 1966; Лычагин, 1969) считали, что основным источником терригенного материала для раннемелового бассейна осадконакопления было расположенное на юге киммерийское сооружение Горного Крыма. Исследования разрезов валанжина и готерива в бассейне р. Бодрак (Юго-Западный Крым) показали, что образующие их отложения накапливались в мелководной части моря, омывавшего расположенную на юго-востоке сушу, являвшуюся основным источником терригенного материала (Шишлов и др., 2019, 2020).

В настоящей статье представлена реконструкция эволюции обстановок осадконакопления в палеобассейне, выполненная на основе фациального анализа наиболее представительных разрезов валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма, при корреляции которых, кроме палеонтологических данных, использованы методы циклостратиграфии и секвентной стратиграфии. Впервые изучен изотопный состав стронция в пилотной коллекции карбонатных пород раннего мела Центрального Крыма. На основе метода Sr-изотопной стратиграфии (SIS) сделана попытка уточнить возраст зеленогорской толщи в долине р. Бештерек и оценить потенциал метода SIS для датирования карбонатных пород валанжина.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу работы положены материалы, собранные авторами в 2015–2020 гг. при послойном описании обнажений валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма (рис. 1). Их существенно дополняют опубликованные ранее результаты изучения разрезов Сбросового лога (Янин, Вишнеvский, 1989; Аркадьев, 1997; Барабошкин, Янин, 1997), оврага Кояс-Джилга (Барабошкин, 1997б; Никитин, Болотов, 2006), гор Резаная и Белая (Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016),

г. Длинная (Барабошкин, Янин, 1997), Зуйского карьера (Барабошкин, Янин, 1997) и долины р. Бештерек (Лысенко, Янин, 1979). Кроме того, для обоснования конфигурации палеобассейна использованы обнажения, в которых отложения валанжина отсутствуют и этому стратиграфическому интервалу соответствует несогласие (рис. 1).

Методической базой исследования стали теоретические положения и подходы фациального анализа, изложенные в многочисленных монографиях (например, Wilson, 1975; Hallam, 1981; Фролов, 1984; Алексеев, 2003; Цейслер, 2009; Flügel, 2010). Породы с близкими структурно-вещественными, текстурными и тафономическими признаками объединены в литологические комплексы, генетическая интерпретация которых опирается на работы (Irwin, 1965; Busch, 1974; Deltas..., 1975; Reineck, Singh, 1975; Selley, 1985; Sedimentary..., 1986; Павлидис, Никифоров, 2007).

Структурно-вещественные характеристики осадочных пород уточнены по 60 шлифам, отобранным из исследованных авторами разрезов (рис. 1). Их описание и фотографирование выполнено на микроскопе Leica DM4500 P с микропозиционным столиком (оборудование Научного парка СПбГУ). Количество и гранулометрический состав нерастворимого остатка определены в 15 образцах.

Отправной точкой представленной в настоящей статье региональной корреляции разрезов (рис. 2) стала зональная шкала нижнего мела Юго-Западного и Центрального Крыма по аммонитам (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016). В ней выделены зона *Thurmanniceras otopeta*, в настоящее время относящаяся к верхнему берриасу (Грищенко и др., 2018; Reboulet et al., 2018), зоны *Thurmanniceras pertransiens*, *Campylotoxia campylotoxia* нижнего валанжина, *Saynoceras verrucosum*, *Himantoceras trinodosum*, *Teschenites callidiscus*, *Eleniceras tauricum* верхнего валанжина и *Leopoldia desmoceroides*, *Crioceratites loryi*, *Lyticoceras nodosoplicatum* нижнего готерива. Привязка к этим

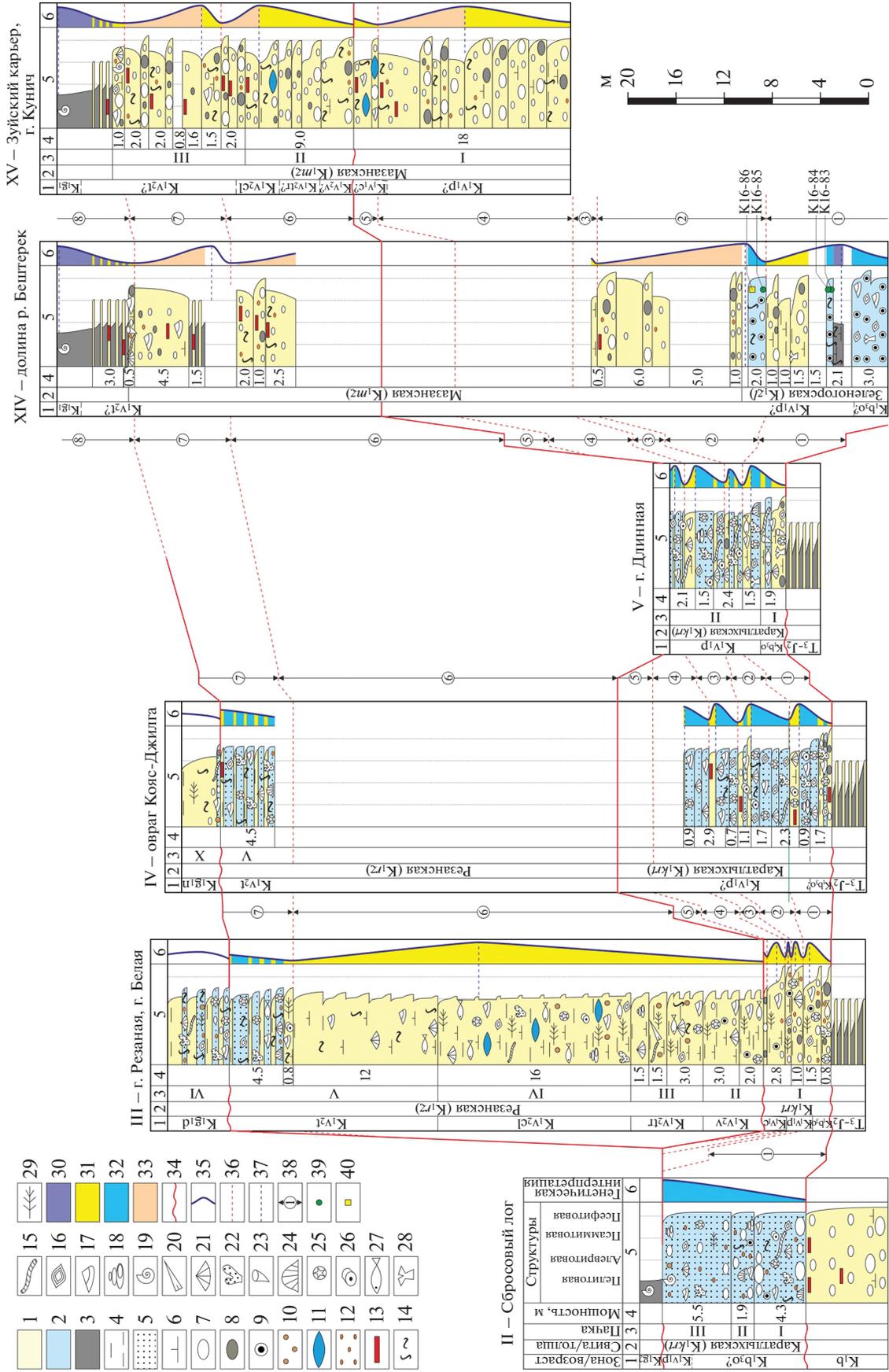
подразделениям осуществлена благодаря идентификации пачек, выделенных ранее в обнажениях Сбросового лога, гор Резаная и Белая, г. Длинная, Зуйского карьера (Барабошкин, Янин, 1997).

В разрезах установлены местные стратоны Предгорной структурно-фациальной зоны (Государственная..., 2019): новобобровская толща валанжина–нижнего готерива (Астахова и др., 1984; Барабошкин, 2016) Байдарской подзоны; каратльхская свита нижнего валанжина (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Янин, 1997) и резанская свита верхнего валанжина–нижнего готерива (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997; Янин, 1997) Байдарской и Бельбекской подзон; зеленогорская толща нижнего валанжина и мазанская свита нижнего–верхнего валанжина (Барабошкин, Янин, 1997) Бештерек-Бурульчинской подзоны; горлинская толща валанжина Белогорско-Старокрымской подзоны (Астахова и др., 1984). В связи с тем, что в каратльхской свите установлена (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997), а в зеленогорской толще предполагается зона *Thurmanniceras otopeta*, их теперь следует сопоставлять с верхним берриасом–нижним валанжином. Стратиграфические объемы каратльхской и резанской свит несколько изменены, поскольку их границу в разрезе гор Резаная и Белая мы провели по несогласию между нижним и верхним валанжином (подошва II пачки; Барабошкин, Янин, 1997).

Для уточнения возраста верхней части зеленогорской толщи в бассейне р. Бештерек (пачки 16, 17 по: Лысенко, Янин, 1979) привлечен метод Sr-изотопной стратиграфии (SIS), который опирается на вариации значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатных осадках в геологическом прошлом (McArthur et al., 2012; Wierzbowski et al., 2017; Kuznetsov et al., 2017; Кузнецов и др., 2018; Zakharov et al., 2021). Он пригоден для корреляции и оценки возраста карбонатных отложений открыто-морских бассейнов. При этом степень сохранности изотопных систем оценивается на основании геохимического изучения (Кузнецов и др., 2006, 2008). Нами проведено

Рис. 2. Схема корреляции наиболее представительных разрезов валанжинского яруса.

1–3 – горные породы: 1 – песчаники, 2 – известняки, 3 – алевроиты и глины; 4–6 – примеси: 4 – глинистость, 5 – песчанность, 6 – известковистость; 7–13 – включения и новообразования: 7 – экстракластовые гравий и гальки (преимущественно кварц и кварцит), 8 – интракластовые гравий и гальки (преимущественно известняки и песчаники), 9 – оолиты, 10 – зерна фосфатов, 11 – кальцитовые конкреции, 12 – обломки, пропитанные и окруженные оксидами железа, 13 – ожелезнение пород; 14 – ихнофоссилии; 15–29 – органические остатки: 15 – серпулы, 16 – бентосные фораминиферы, 17 – двустворчатые моллюски, 18 – гастроподы, 19 – аммониты, 20 – белемниты, 21 – брахиоподы, 22 – мшанки, 23 – одиночные кораллы, 24 – колониальные кораллы; 25 – морские ежи, 26 – криноидеи, 27 – рыбы, 28 – водоросли, 29 – наземные растения; 30–33 – литологические комплексы: 30 – глины глубоководья, 31 – известняки мелководья, 32 – песчаники мелководья, 33 – песчаники и конгломераты дельты; 34 – несогласие; 35 – изменения уровня моря; 36 – регрессивный максимум; 37 – трансгрессивный максимум; 38 – трансгрессивно-регрессивные циклотемы и их номера; 39, 40 – образцы для Sr-изотопного изучения: 39 – оолитовые известняки, 40 – жильный кальцит. Зоны по аммонитам: K_1b_3o – *Thurmanniceras otopeta*, K_1v_1p – *Thurmanniceras pertransiens*, K_1v_1c – *Campylotoxia campylotoxia*, K_1v_2v – *Saynoceras verrucosum*, K_1v_2tr – *Himantoceras trinodosum*, K_1v_2cl – *Teschenites callidiscus*, K_1v_2t – *Eleniceras tauricum*, K_1g_1d – *Leopoldia desmoceroides*, K_1g_1n – *Lyticoceras nodosoplicatum*. Индексы с вопросами – положение зон предполагается. Нумерация пачек по (Барабошкин, 1997а, 1997б; Барабошкин, Янин, 1997).



изотопно-геохимическое исследование трех образцов оолитовых известняков и одного образца жильного кальцита, отобранных из двух верхних карбонатных слоев зеленогорской толщи (рис. 2) в точке с координатами 44°58'58.5" с.ш., 34°16'27.5" в.д., расположенной на северной окраине села Лесное.

Содержания Ca, Mg, Mn, Fe и Sr определены в карбонатной части породы атомно-эмиссионным методом, после растворения истертого образца в 0.6N растворе HCl. Изотопный состав Sr измерен с использованием ступенчатого растворения (Кузнецов и др., 2008, 2017) на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI (ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Среднее значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандартном образце NIST SRM 987 составило 0.710252 ± 0.000009 ($2\sigma_{\text{средн}}$, $n = 6$).

Для дополнительного обоснования и уточнения корреляции использованы методы анализа седиментационной цикличности, описанные в монографии (Шишлов, 2010). При этом по вертикальным последовательностям литологических комплексов и особенностям их изменений выделены трансгрессивно-регрессивные интервалы разрезов – циклотемы. Их региональная корреляция позволила построить литологические профили, отражающие пространственно-временные изменения рассматриваемого стратиграфического интервала. Использование подходов секвентной стратиграфии (Дронов и др., 1998; Posamentier, Allen, 1999; Жемчугова, 2014) позволило установить секвенции (ограниченные несогласиями или коррелируемыми с ними поверхностями интервалы разрезов), их трансгрессивные системные тракты (TST), поверхности максимального затопления (MFS), тракты высокого стояния уровня моря (HST) и трансгрессивные поверхности (TS).

В результате получен комплексно обоснованный геохронологический каркас, создающий основу для реконструкции эволюции палеогеографической ситуации в пределах рассматриваемой площади.

При составлении палеогеографических схем для финальных этапов формирования TST и HST секвенций валанжина использована модель карбонатного рампа, которая предполагает деление слабо наклонной поверхности дна на три зоны: внутреннюю, расположенную выше базиса нормальных волн; среднюю – между базисами нормальных и штормовых волн; внешнюю – ниже базиса штормовых волн (Ahr, 1973; Wright, 1986; Burchette, Wright, 1992; Дронов и др., 1998; Жемчугова, 2014).

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В рассматриваемых разрезах установлено 4 относительно однородных по структурно-веществен-

ным и текстурным особенностям литологических комплексов пород (рис. 2), каждый из которых формировался в пределах единой, по условиям осадконакопления, области палеобассейна. Это глины глубоководья, известняки мелководья, песчаники мелководья, песчаники и конгломераты дельты.

Глины глубоководья известковистые, часто алевролитистые, серые и темно-серые, массивные или с неотчетливой горизонтальной слойчатостью², намечаемой изменениями концентрации примесей алевролитовых частиц и кальцита. Породы содержат остатки фораминифер, белемнитов, аммонитов и аптихи (Астахова и др., 1984). Судя по алевропелитовой структуре и горизонтальной слойчатости, эти осадки накапливались ниже базиса волнений, в застойных условиях внешнего рампа. Отсутствие следов жизнедеятельности и единичные остатки бентоса – признак плохой аэрации придонных вод (Янин, 1983). При этом соленость бассейна была нормально-морской, необходимой для расселения стеногалинного нектона. Иногда в глинах присутствуют тонкие (до 10 см) линзовидные прослои песчаников тонкозернистых и известняков мелкодетритовых, песчаных, светло-серых. Такие интервалы разрезов, по-видимому, формировались между базисами штормовых и нормальных волнений, в обстановках среднего рампа с изменчивой гидродинамикой.

Породами этого комплекса сложены новобобровская толща, типовой разрез которой находится вблизи с. Новобобровское, и верхняя часть горлинской толщи, представленной в разрезах у с. Горлинка (Астахова и др., 1984; Государственная..., 2019). В обнажениях зеленогорской толщи в долине р. Бештерек установлены известковистые глины, маркирующие максимум трансгрессии начала раннего валанжина (рис. 2). Подобные отложения образуют трансгрессивную пачку верхнего валанжина–нижнего готерива (рис. 2), залегающую на мазанской свите в обнажениях долины р. Бештерек и г. Кунич (Барабоскин, Янин, 1997).

Известняки мелководья (пакстоуны, грейнстоуны и рудстоуны) песчаные, реже песчаные (кварц-силикатных зерен от 10 до 40%), светло-бурые, с косой разнонаправленной слойчатостью, намечаемой ориентировкой уплощенных обломков, и подчеркнутой плитчатой отдельностью (рис. 3). Цемент кальцитовый спаритовый, реже микритовый, поровый, участками базальный.

Формирование таких отложений происходило выше базиса нормальных волнений на мелководье.

² Слойчатость (lamination) – текстура внутри слоя, образованная тонкими, близкими по структурно-вещественным характеристикам слойками, в то время как слоистость (bedding, stratification) – свойство осадочных толщ разделяться на слои (Вассоевич, 1950; Ботвинкина, 1977; Геологический..., 2012).

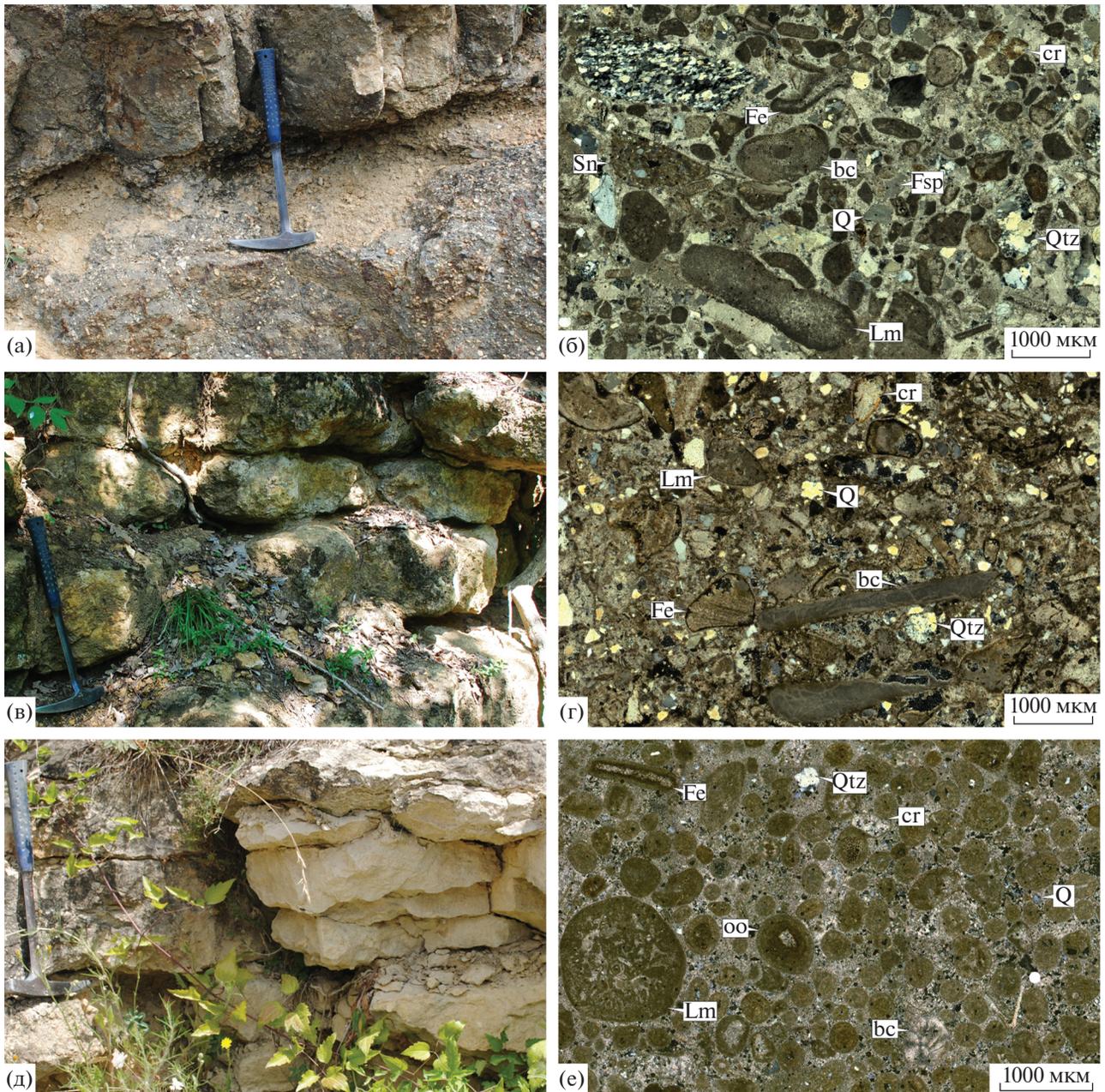


Рис. 3. Известняки мелководья в обнажениях (слева) и шлифах, николи скрещены (справа).

(а, б) – рудстоуны лито-биокластовые песчаные, с гравием и галькой кварца и кварцитов, каратльхская свита, Сбросовый лог; (в, г) – грейнстоуны лито-биокластовые песчаные, каратльхская свита, овраг Кояс-Джилга; (д, е) – рудстоуны лито-биокласто-оолитовые песчаные, зеленогорская толща, долина р. Бештерек. Q – кварц, Qtz – кварциты, Fsp – полевые шпаты, Fe – пленки оксидов железа, bc – биокласты, Lm – литокласты известняков, Sn – литокласты песчаников, cr – кортоиды, oo – ооиды.

дье внутреннего рамп с высокой гидродинамикой (псефитовая и псаммитовая структуры, косая разнонаправленная слоичатость) и нормальной соленостью (многочисленные остатки морской стеногалинной фауны). Основной причиной дефицита терригенного материала, по-видимому, являлись трансгрессии, приводившие к уменьшению объема твердого стока с суши (Wilson, 1975; Posamentier, Allen, 1999).

Для каратльхской свиты в обнажениях Сбросового лога, оврага Кояс-Джилга и г. Длинная (рис. 2) типичны лито-биокластовые рудстоуны, образованные фрагментами двустворок, брахиопод, мшанок, морских ежей, серпулидами, члениками криноидей, раковинами бентосных фораминифер, окатанными обломками микритовых глинистых и песчаных известняков, единичными кортоидами и ооиды. Присутствуют зер-

на фосфатов, разнонаправленные ходы илоедов, остатки водорослей, одиночных и колониальных кораллов, раковины гастропод и аммонитов, зубы хрящевых рыб *Heterodontus* sp. и *Strophodus* sp. Песчаные зерна размером от 0.05 до 2.0 мм плохо сортированы. Это обломки кварца и кварцитов, реже халцедона, полевых шпатов, слюдистых сланцев, основных эффузивов, чешуйки слюды. Характерны гравий и мелкая галька кварца и кварцитов, которые особенно многочисленны в известняках каратлыхской свиты Сбросового лога (рис. 2) и образуют здесь линзовидные скопления (рис. 3а, 3б). Обломки часто пропитаны оксидами железа и окружены их тонкими пленками (рис. 3б, 3е). Рудстоуны зеленогорской толщи в долине р. Бештерек (рис. 2) отличаются пониженным содержанием терригенной примеси (от 10 до 25%) и высокой долей кальцитовых ооидов размером от 0.25 до 0.5 мм (рис. 3д, 3е). Последние имеют преимущественно концентрическую, реже радиально-лучистую структуру и содержат в центральной части обломки кварца, микрокварцитов, раковины фораминифер, мелкий детрит двустворок. Такие известняки с псефитовой структурой можно отнести к стандартным микрофациям СМФ 14, 15 (Wilson, 1975; Flügel, 2010) и считать, что они накапливались у уреза воды во время трансгрессий при затоплении морем низменных участков суши. Присутствующие в них обломки, обогащенные оксидами железа, вероятно, мобилизованы в результате размыва прибрежных латеритных кор выветривания (Павлидис, Никифоров, 2007), признаки которых мы наблюдали в разрезе Сбросового лога. Здесь у кровли подстилающих каратлыхскую свиту кварцевых конгломератов албатовой толщи берриаса (рис. 2) присутствуют обильные выделения гематита, заполняющие трещины в гальках и промежутки между ними.

Высокое содержание ооидов свидетельствует о многократном перераспределении материала волнениями при низкой скорости седиментации (Flügel, 2010). Обнаруженные здесь зубы хрящевых рыб принадлежат придонным формам, питавшимся моллюсками. Отметим, что современные *Heterodontus* встречаются практически во всех океанах и, в зависимости от вида, обитают на глубинах от 15 до 280 м.

В верхней части каратлыхской свиты (обнажения оврага Кояс-Джилга, г. Длинная) и в резанской свите (обнажения гор Резаная и Белая, оврага Кояс-Джилга) (рис. 2) установлены грейнстоуны и пакстоуны (рис. 3в, 3г) стандартных микрофаций СМФ 11, 12 (Wilson, 1975; Flügel, 2010). В течение трансгрессивных фаз седиментации они сменяли рудстоуны за счет увеличения глубины, снижавшей придонную гидродинамику. Во время регрессий их формирование происходило только в дистальных частях внутренней рампы, там, где дефицит терригенного материала возникал из-за

значительного расстояния до источника сноса (Wilson, 1975).

Песчаники мелководья от мелко- до грубозернистых, средне- и плохосортированные, полевошпатово-кварцевые, известковые (карбонатного материала 40–45%), желтовато-бурые, с плоскопараллельной и косою разнонаправленной слоистостью (рис. 4). Доминируют зерна кварца и полевых шпатов (рис. 4б, 4г, 4е). Второстепенную роль играют обломки кварцитов, халцедона, основных эффузивов, слюдистых сланцев, аргиллитов, песчаников, известняков, чешуйки слюды. Присутствуют гравий и галька кварца, кварцитов, аргиллитов, песчаников (рис. 4), ооиды гидроокислов железа с концентрической структурой. В центральной части последних локализуются кремниевые сферы (возможно, радиолярии), зерна кварца и халцедона. Характерны разнонаправленные ходы илоедов, фрагменты брахиопод, двустворок (рис. 4а, 4д), морских ежей, криноидей, мшанок, одиночных кораллов, водорослей, серпулиды, раковины гастропод и аммонитов, роостры белемнитов, зубы хрящевых рыб *Strophodus* sp., ?*Synechodus* sp., *Sphenodus* sp., *Orectolobidae* gen. et sp. indet. и неопределимые микромерные зубы акул. Гравий, галька и органические остатки часто пропитаны оксидами железа и покрыты их тонкими пленками (рис. 4а, 4д). Цемент поровый, реже базальный, кальцитовый, преимущественно тонкокристаллический (рис. 4б, 4г, 4е), часто глинистый с выделениями оксидов железа и сульфидов.

Перечисленные признаки указывают на обилие терригенного материала в области осадконакопления и мелководные высокодинамичные условия седиментации в водах с нормальной морской соленостью. Эту интерпретацию подтверждает присутствие остатков типичных морских бентофагов *Strophodus* и *Orectolobidae*. При этом зубы *Strophodus* были описаны ранее из морских отложений, которые накапливались вблизи дельт крупных рек (Tabaste, 1963; Benton et al., 2000). Акулы *Sphenodus*, вероятно, были наиболее фациально независимыми формами, поскольку их остатки обнаружены во всех типах нижнемеловых отложений Крыма.

Песчаниками разномерными (размер песчинок от 0.1 до 2 мм) сложен весь разрез каратлыхской свиты г. Резаная, приподошвенная часть каратлыхской свиты оврага Кояс-Джилга и г. Длинная, верхняя часть зеленогорской толщи в долине р. Бештерек, ряд интервалов мазанской свиты в долине р. Бештерек и Зуйском карьере (рис. 2). Здесь присутствуют гравий и галька кварца, кварцитов, эффузивов, аргиллитов, песчаников и известняков, которые часто образуют линзовидные скопления или тонкие (до 20 см) прослои. Характерную для этих песчаников плоскопараллельную (угол наклона слоев до 10°)

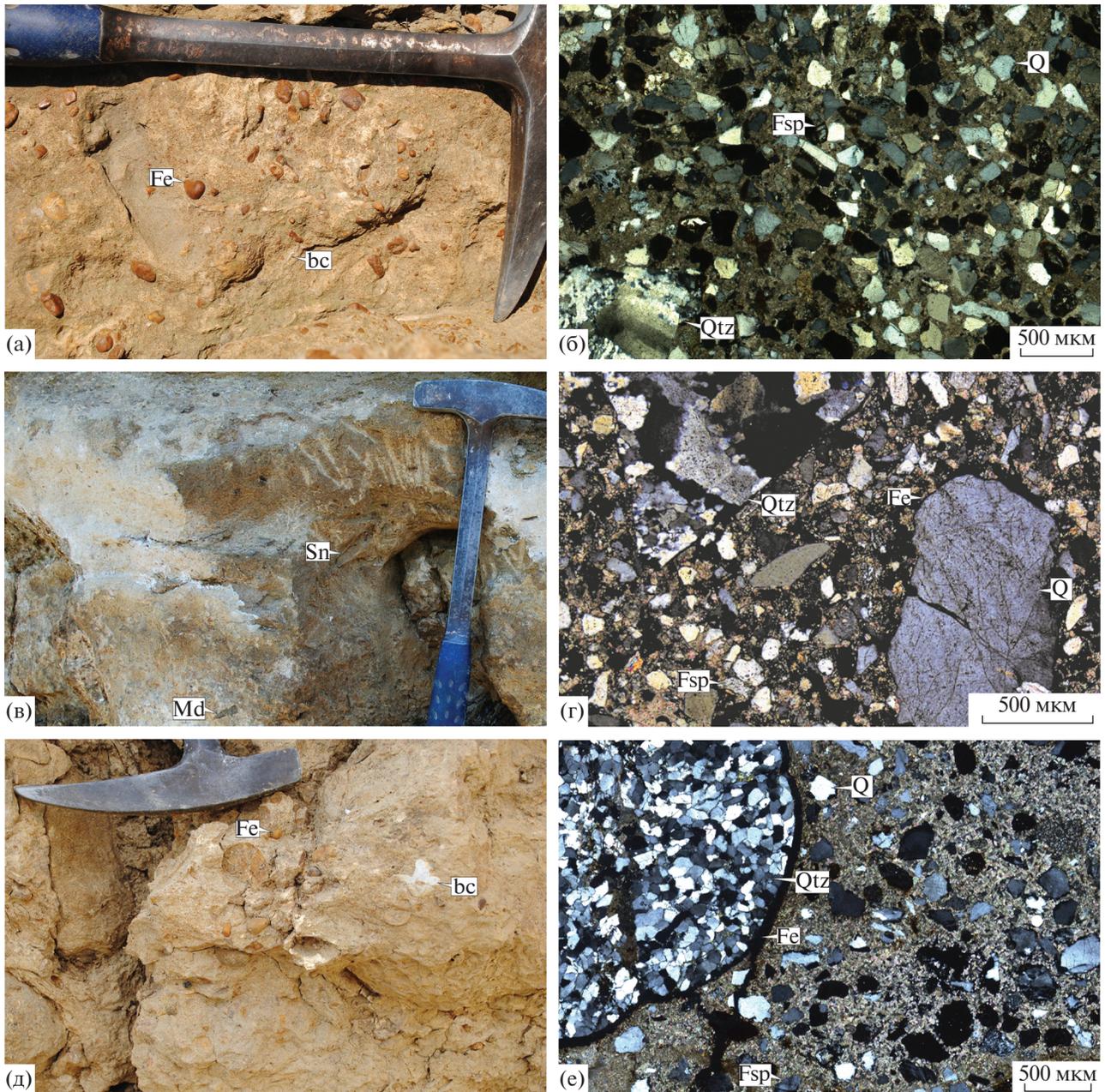


Рис. 4. Песчаники мелкозёрные разнозёрные, известковые, с галькой, гравием и фрагментами морской фауны в обнажениях (слева) и шлифах, николи скрещены (справа).

(а, б) – нижняя часть каратлыхской свиты, г. Резаная; (в, г) – приподошвенная часть каратлыхской свиты, г. Длинная; (д, е) – прикровельная часть мазанской свиты, долина р. Бештерек. Q – кварц, Qtz – кварциты, Fsp – полевые шпаты, Sn – гальки песчаников, Md – гальки аргиллитов, Fe – пленки оксидов железа, bc – биокласты.

слоистость “пляжевого типа” (Reineck, Singh, 1975; Павлидис, Никифоров, 2007) намечают изменения гранулометрического состава, ориентировка уплощенных галек, обломков морского бентоса и углефицированных фрагментов наземных растений. Эти отложения, вероятно, накапливались у уреза воды в высокодинамичных обстановках галечно-песчаного пляжа и содержат продукты размыва латеритных кор выветри-

вания – обломки, обогащенные оксидами железа (Павлидис, Никифоров, 2007). В течение трансгрессивных фаз седиментации они формировались за счет мобилизации терригенного материала при разрушении берегов возвышенной суши или при перемыве накопившихся ранее отложений. Во время регрессий накопление таких песков происходило преимущественно благодаря вдольбереговой транспортировке обломочно-

го материала, в изобилии поставляемого в морской бассейн реками (Posamentier, Allen, 1999).

Увеличение расстояния от берега и рост глубины, снижавшей придонную гидродинамику, приводили к уменьшению гранулометрического состава осадков (Posamentier, Allen, 1999). В таких условиях формировались песчаники мелкозернистые, которыми преимущественно сложена резанская свита в обнажениях гор Резаная и Белая (рис. 2). Здесь проявлена мелкая тонкая косая разнонаправленная слоистость с частыми изменениями угла наклона слоев, участками линзовидных раздувов серий косых слоев и ундулирующей формой их подошвы. Эти текстуры, именуемые “рифельными” (Павлидис, Никифоров, 2007) или “слоистостью волновой ряби” (Johnson, Baldwin, 1990), обычно считают следствием перемещения небольших песчаных валов, образующихся в пределах подводного прибрежного склона за счет деформации и разрушения волн открытого моря на мелководье (Павлидис, Никифоров, 2007). Постепенное уменьшение снизу вверх по разрезу гранулометрического состава таких песчаных слоев, повышенное содержание в них остатков морской фауны, высокая известковистость, присутствие кальцитовых конкреций и обломков фосфатов можно считать признаками трансгрессивной фазы седиментации. Увеличение доли крупной фракции, уменьшение известковистости и количества детрита морского бентоса в слоевых последовательностях свидетельствуют о падении уровня моря (рис. 2).

Верхнюю часть валанжина (около 5 м), представленную в обнажениях г. Белая и оврага Кояс-Джилга (рис. 2), образуют тонкие чередования песчаников мелкозернистых известковых и грейнстоунов песчаных стандартных микрофаций СМФ 11, 12 (Wilson, 1975; Flügel, 2010). Толщина слоев песчаников уменьшается от подошвы к кровле, а известняков увеличивается, отражая нарастающий дефицит терригенного материала, который может быть результатом развивающейся трансгрессии.

В разрезах каратльхской свиты оврага Кояс-Джилга и г. Длинная (рис. 2) регрессивные фазы седиментации маркируют песчаники мелкозернистые, известковистые, с неотчетливой тонкой пологой косой разнонаправленной слоистостью, намечаемой незначительными изменениями гранулометрического состава и ориентировкой редкого детрита морской фауны (Шишлов и др., 2019, 2020).

Песчаники и конгломераты дельты слабо сцементированные, иногда известковистые, буроватожелтые, образуют слои двух типов (рис. 5). Слой первого типа в нижней части сложены песчаниками мелкозернистыми, слабо известковистыми. У подошвы иногда присутствуют тонкие (до 10 см) линзовидные прослои алевролитов глинистых.

Размер частиц постепенно увеличивается, и в верхней части доминируют среднезернистые разности. Характерна крупная косая разнонаправленная слоистость (рис. 5а), намечаемая изменениями гранулометрического состава. Присутствуют редкие фрагменты раковин морских двустворок, единичные и образующие линзовидные прослои хорошо окатанные гальки кварца, кварцитов, полуокатанные уплощенные обломки известняков и песчаников известковистых (рис. 5а, 5б, 5в). Часто они покрыты бурыми пленками оксидов железа. В Зуйском карьере обнаружены обломки гранитов и диоритов (Барабошкин, Янин, 1997). Формирование таких слоев, отличающихся ростом гранулометрического состава отложений от подошвы к кровле, обычно связывают с выдвиганием фронта дельты за счет миграции приустьевых бара к центру морского бассейна, что приводит к обмелению акватории и усилению гидродинамики (Deltas..., 1975; Selley, 1985; Sedimentary..., 1986). Присутствующие у кровли икнофоссилии Scolithos (рис. 5г) указывают на низкую скорость седиментации в условиях высокой гидродинамической активности мелководья (Ekdale et al., 1984; Микулаш, Дронов, 2006). Обогащенные оксидами железа темно-бурые прослои (рис. 5в, 5г), вероятно, связаны с эпизодами субаэральной экспозиции осадков на финальной стадии накопления.

Слои второго типа, встречающиеся реже, залегают на слоях первого типа с отчетливым неровным контактом (рис. 5д, 5е), эрозионную природу которого подчеркивают полуокатанные уплощенные валуны песчаников из подстилающих отложений (рис. 5д). Приподошвенную часть образуют конгломераты, в которых доминируют гальки кварца и кварцитов, часто окруженные пленками оксидов железа (рис. 5д, 5е). Кверху их постепенно сменяют сначала гравелиты, а затем песчаники разнозернистые (рис. 5д). У кровли локализуются песчаники мелкозернистые, с повышенным содержанием оксидов железа (рис. 5д). Изменения гранулометрического состава и ориентировка уплощенных галек намечают косую разнонаправленную слоистость (рис. 5д). Такие слои с характерным уменьшением гранулометрического состава отложений от подошвы к кровле, по-видимому, формировались при заполнении осадками дельтовых протоков (Deltas..., 1975; Selley, 1985; Sedimentary..., 1986).

Образование дельт происходит при падении базиса эрозии, приводящем к углублению речных долин и выносу мобилизованного при этом материала в приемный бассейн (Posamentier, Allen, 1999). Таким образом, интервалы разреза мазанской свиты в долине р. Бештерек и Зуйском карьере (рис. 2), накопившиеся в обстановках дельты (Барабошкин, Янин, 1997; Горбенко, 2011), маркируют регрессивные этапы осадконакопления.

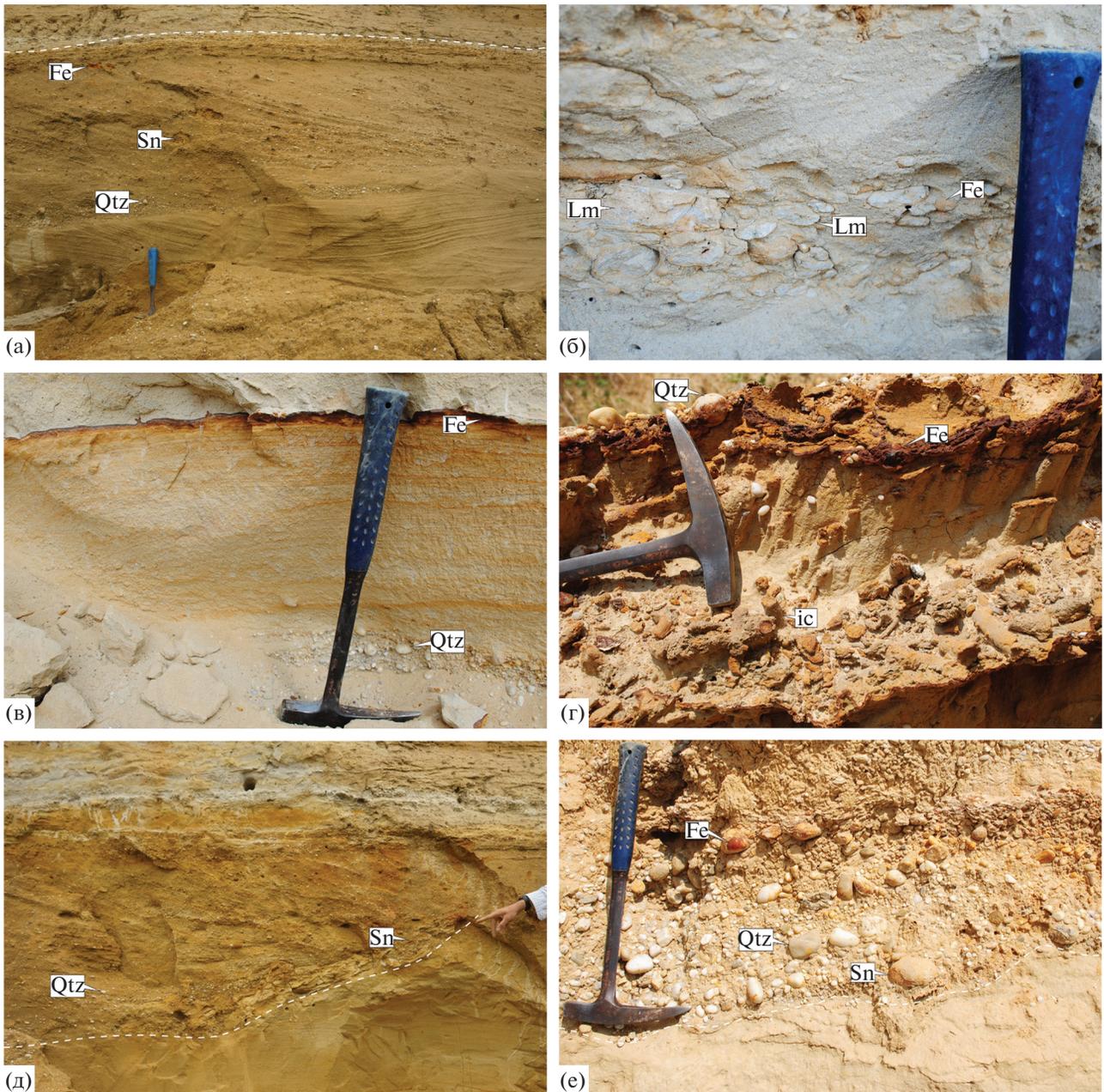


Рис. 5. Песчаники и конгломераты дельты в обнажениях мазанской свиты.

(а) – песчаники от мелкозернистых внизу до среднезернистых вверх, с косои разнонаправленной слоистостью, гальками кварца, кварцитов, песчаников, долина р. Бештерек; (б) – песчаники среднезернистые, с линзовидными скоплениями гальки известняков, долина р. Бештерек; (в) – песчаники среднезернистые, с линзовидным скоплением гальки кварца и кварцитов, обогащенные у кровли оксидами железа, Зуйский карьер; (г) – песчаники среднезернистые, с ихнофоссилиями *Scolithos*, гальками кварца и кварцитов, прослоями, обогащенными оксидами железа, Зуйский карьер; (д) – песчаники разнозернистые, с косои разнонаправленной слоистостью, гальками кварца, кварцитов и песчаников, залегающие с эрозийным контактом на песчаниках среднезернистых, долина р. Бештерек; (е) – конгломерат, сложенный гальками кварца, кварцитов и песчаников, залегающий с эрозийным контактом на песчаниках среднезернистых, Зуйский карьер. Qtz – гальки кварца и кварцитов, Lm – гальки известняков, Sn – гальки песчаников, Fe – оксиды железа, ic – ихнофоссилии. Пунктирная линия – граница слоев.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЦИКЛЫ СЕДИМЕНТАЦИИ И СТРОЕНИЕ СЕКВЕНЦИЙ

Корреляция установленных в частных разрезах циклотем позволяет считать, что отложения

валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма сформировались в результате 8 региональных трансгрессивно-регрессивных циклов (рис. 2). При этом залегающая несогласно на подстилающих породах циклотема 1 позднеберриаско-ран-

Таблица 1. Содержания малых элементов и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в известняках зеленогорской толщи в разрезе р. Бештерек

Образец	Порода	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Sr, мкг/г	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
K16-83	1	0.20	186	830	163	0.005	1.1	5.1	0.707352
K16-84	1	0.16	103	530	184	0.004	0.56	2.9	0.707355
K16-85	1	0.39	127	580	250	0.010	0.50	2.3	0.707343
K16-86	2	0.33	700	2100	210	0.008	3.3	9.9	0.707428

Примечание. Порода: 1 – оолитовый известняк, 2 – жильный кальцит.

неваланжинская, циклотемы 2–5 ранневаланжинские, а циклотемы 6–8 поздневаланжинские.

Геохимическое изучение образцов из циклотем 1 и 2 зеленогорской толщи в разрезе р. Бештерек (рис. 2) показало, что их карбонатная часть сложена кальцитом (Mg 0.16–0.39%). Количество Mn и Fe в оолитовых известняках невысокое и незначительно изменяется соответственно от 103 до 186 мкг/г и от 530 до 830 мкг/г. Содержание Sr в этих известняках составляет 163–250 мкг/г, что характерно для морских осадочных карбонатов (Jones et al., 1994; Рудько и др., 2014, 2017;

Kuznetsov et al., 2017). Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в оолитовых известняках варьирует в узких пределах от 0.707343 до 0.707355 (табл. 1). Жильный кальцит (обр. K16-86) существенно обогащен Mn (700 мкг/г) и Fe (2100 мкг/г) по сравнению с седиментогенными известняками, а отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ здесь повышено до 0.707428. Эта картина отражает эпигенетическую природу жильного кальцита, кристаллизовавшегося под влиянием подземных растворов или поверхностных вод (Кузнецов и др., 2006, 2008).

Сопоставление значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.707343–0.707355) в оолитовых рудстоунах зеленогорской толщи с кривой вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океане раннего мела (McArthur et al., 2012) показывает, что карбонатные осадки накапливались в раннем валанжине (рис. 6). К сожалению, изученные известняки не в полной мере удовлетворяют геохимическим критериям сохранности для мезозойских карбонатов (Jones et al., 1994; Кузнецов и др., 2017), значения которых для наименее измененных известняков верхней юры в разрезах Байдарской котловины и плато Демерджи составляли: Mg/Ca < 0.03. Mn/Sr < 0.2. Fe/Sr < 1.6 (Рудько и др., 2014, 2017). В нашем случае значения Mn/Sr (0.5–1.1) и Fe/Sr (2.3–5.1) повышены, что предполагает взаимодействие пород с метеорными водами во время перерыва. Так или иначе, если известняки частично обогатились ^{87}Sr , то установленные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отражают верхний предел этого отношения в среде осадконакопления (Кузнецов и др., 2006, 2008). Это подтверждает, что известняки зеленогорской толщи относятся к нижнему валанжину (рис. 6).

Выполненная корреляция (рис. 2) показывает, что на большей части рассматриваемой территории кровля нижнего валанжина представляет собой поверхность параллельного несогласия. При этом в районе Сбросового лога сохранилась только нижняя трансгрессивная часть циклотемы 1 с аммонитами зоны *Thurmanniceras pertransiens* у кровли, на которой залегают отложения нижнего готерива (Барабашкин, Янин, 1997). В разрезе г. Резаная эродирована верхняя часть циклотемы 5, и зона *campylotoxus* установлена только в

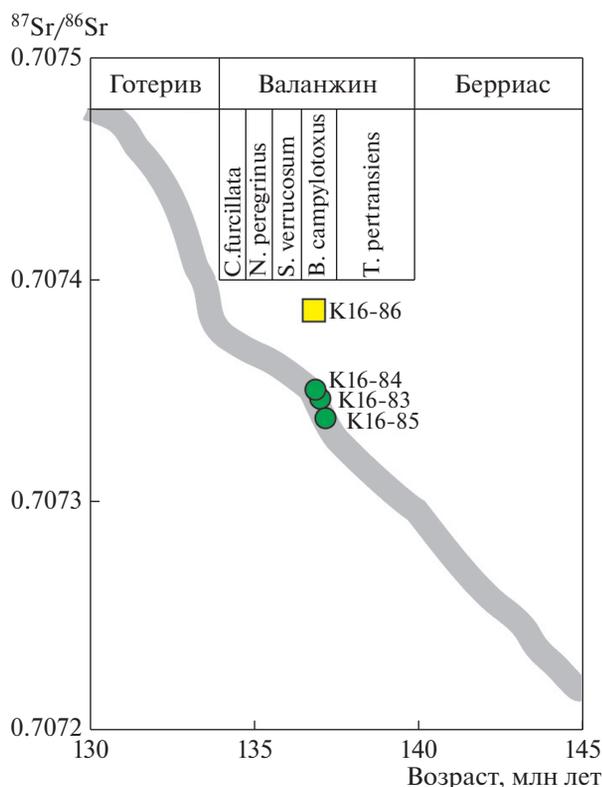


Рис. 6. SIS корреляция значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в осадочных известняках (кружки) и жильном кальците (квадрат) зеленогорской толщи с кривой вариации отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде раннего мела (McArthur et al., 2012). Аммонитовые зоны тетической шкалы по (Ogg, Hinnov, 2012).

ожелезненных фрагментах “твёрдого дна” (Барабошкин, 1997а; Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин и др., 2016).

В бассейне р. Бодрак полнота разрезов верхнего берриаса–нижнего валанжина, перекрытых породами нижнего готерива, быстро сокращается с юго-запада на северо-восток. Так, в обнажениях г. Длинная установлены циклотемы 1–4 с аммонитами зон *otopeta* и *pertransiens* (Барабошкин, Янин, 1997), на г. Патиль от эрозии поздневаланжинского времени сохранилась только циклотема 1, а в разрезе г. Лесистая отложения валанжина отсутствуют (Шишлов и др., 2019, 2020).

Можно полагать, что в долине р. Бештерек и Зуйском карьере размыта верхняя часть циклотемы 5, на которой залегают породы верхнего валанжина (рис. 2).

Таким образом, ограниченные снизу и сверху эрозионными несогласиями отложения верхнего берриаса–нижнего валанжина образуют первую осадочную секвенцию, а циклотемы 1–5 являются ее парасеквенсами (рис. 7а). Трансгрессивный системный тракт (TST) соответствует нижней части циклотемы 1, а ее трансгрессивный максимум является поверхностью максимального затопления (MFS). Системный тракт высокого стояния (HST) образуют регрессивная часть циклотемы 1 и циклотемы 2–5. В представленном на рис. 7 сечении первая секвенция разделена на западный и восточный фрагменты областью, в пределах которой на эродированной поверхности пород верхнего триаса–средней юры (обнажения г. Лесистая, с. Партизанское и Петропавловского карьера) залегают известняки нижнего готерива.

Западный фрагмент секвенции выклинивается к северо-востоку и имеет небольшую мощность (до 15 м в овраге Кояс-Джилга). Однако в разрезе Сбросового лога сохранившаяся от размыва трансгрессивная часть циклотемы 1 имеет мощность около 12 м, что существенно больше этого стратиграфического интервала в разрезах г. Резаная, оврага Кояс-Джилга, г. Длинная (2–3 м). Это позволяет полагать, что до начала эрозии мощность отложений увеличивалась к юго-западу. В мелководных обстановках во время трансгрессий накапливались известняки, а во время регрессий – песчаники (рис. 7а). Исключением является сложенный только прибрежными песчаниками разрез г. Резаная (мощность 6 м), что указывает на присутствие рядом возвышенной суши, с которой постоянно (и во время трансгрессий) поступал терригенный материал.

Восточная часть первой секвенции выклинивается в юго-западном направлении (рис. 7а). Ее мощность достигает 80 м, что в 5 раз превышает толщину одновозрастных отложений западного фрагмента. Это, вероятно, связано с большей скоростью тектонического погружения субстрата.

В разрезах долины р. Бештерек TST образуют оолитовые известняки, на которых залегают маркирующие положение MFS известковистые глины (рис. 7а). У основания HST (регрессивная часть циклотем 1 и 2) представлена смена известковистых глин глубоководья оолитовыми известняками и известковистыми песчаниками прибрежного мелководья, которые перекрыты песчаниками и конгломератами дельты. Трансгрессивные интервалы циклотем 3–5 образуют карбонатно-терригенные осадки мелководья, а регрессивные – терригенные отложения дельты (рис. 7а).

На эродированной поверхности нижнего валанжина залегают вторая секвенция, сформировавшаяся в позднем валанжине (рис. 7б).

На западе в рассматриваемом сечении (рис. 7б) это линза мощностью до 45 м (г. Длинная, г. Белая), что указывает на большую скорость погружения субстрата по сравнению с поздним берриасом–ранним валанжином. Верхний валанжин выклинивается к юго-западу. В обнажениях Сбросового лога на эродированной кровле пород зоны *Thurmaniceras pertransiens* нижнего валанжина залегают глубоководные глины верхнего готерива (Барабошкин, Янин, 1997). В северо-восточном направлении верхний валанжин выклинивается уже к г. Длинная, где породы нижнего валанжина перекрывает нижний готерив (Барабошкин и др., 2016). Вероятно, западный фрагмент второй секвенции сформировался за счет заполнения осадками мелководного морского залива шириной не более 15 км, в котором в течение всего позднего валанжина накапливались пески мелководья (обнажения гор Резаная и Белая). Граница TST и HST, т.е. MFS (трансгрессивный максимум циклотемы 6), здесь установлена по тенденциям изменений карбонатности пород, отражающим изменения рН придонных вод (Македонов, 1985), обилия и разнообразия остатков морской фауны, по наличию обломков фосфатов и кальцитовых конкреций (рис. 2). Представленную в обнажениях гор Резаная, Белая и оврага Кояс-Джилга трансгрессивную часть циклотемы 7 образуют чередования известковистых песчаников и песчаных известняков (рис. 2, 7б). Вероятно, это следствие снижения количества терригенного материала в осевой части залива, связанное с выполаживанием суши. Верхней границей западного фрагмента второй секвенции является параллельное несогласие, установленное в разрезе г. Белая по наличию эрозионной поверхности и в овраге Кояс-Джилга по конденсации аммонитовых зон *Leopoldia desmoceroides* и *Crioceratites loryi* (Барабошкин, 1997б).

Восточный фрагмент второй секвенции (рис. 7б) TST сложен песчаниками прибрежного мелководья (трансгрессивная часть циклотемы 6) и ограничен MFS (трансгрессивный максимум циклотемы 6). HST образуют песчаники и конгломераты

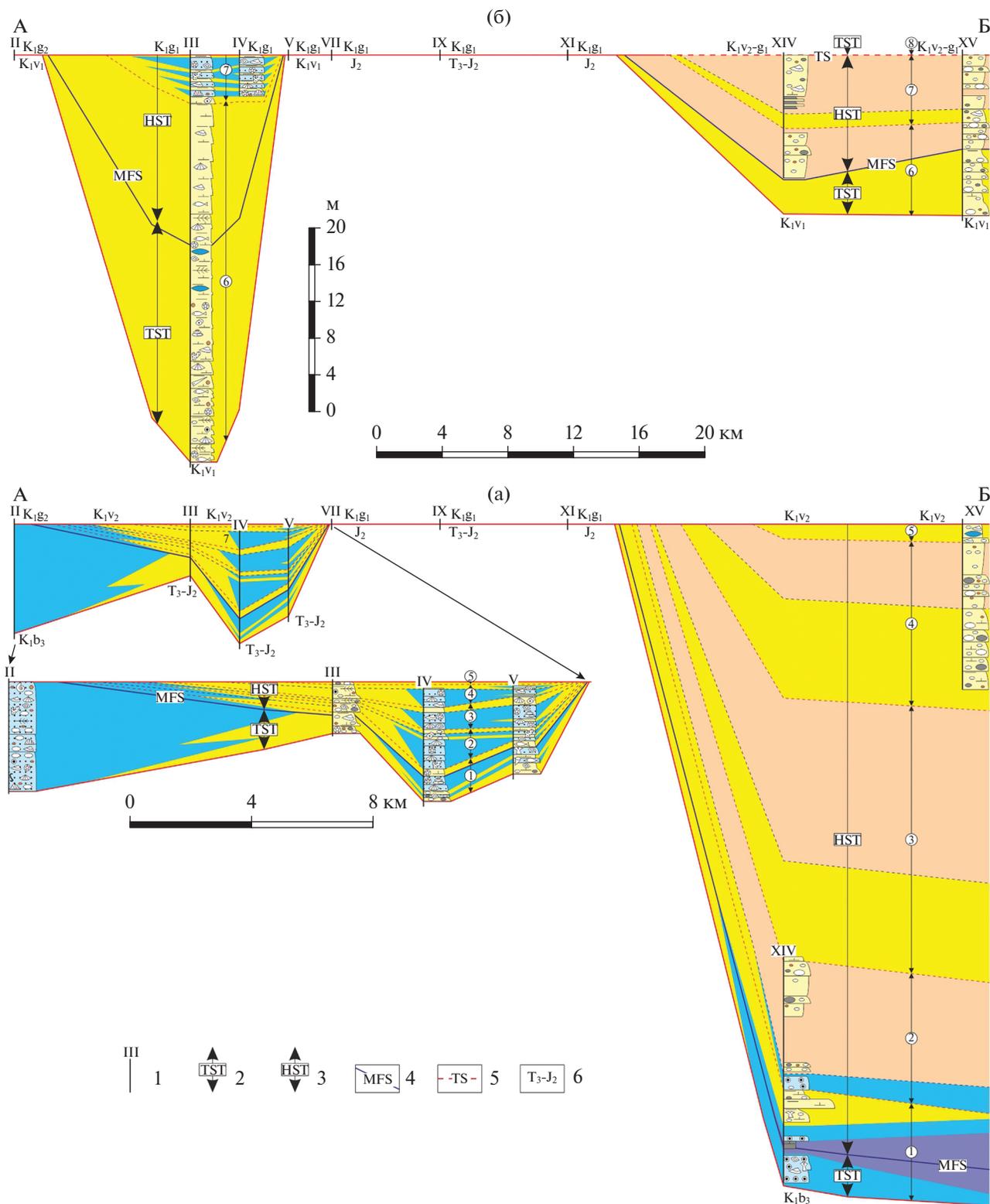


Рис. 7. Литологические профили первой (а) и второй (б) секвенций верхнего берриаса—валанжина. 1 — интервалы, представленные в обнажениях, и их номера (расшифровку см. на рис. 1); 2 — трансгрессивный системный тракт; 3 — системный тракт высокого стояния; 4 — поверхность максимального затопления; 5 — трансгрессивная поверхность; 6 — возраст подстилающих и перекрывающих секвенции пород. Остальные условные обозначения см. на рис. 2. Линию профилей см. на рис. 1. Разрезы выровнены по кровле секвенций.

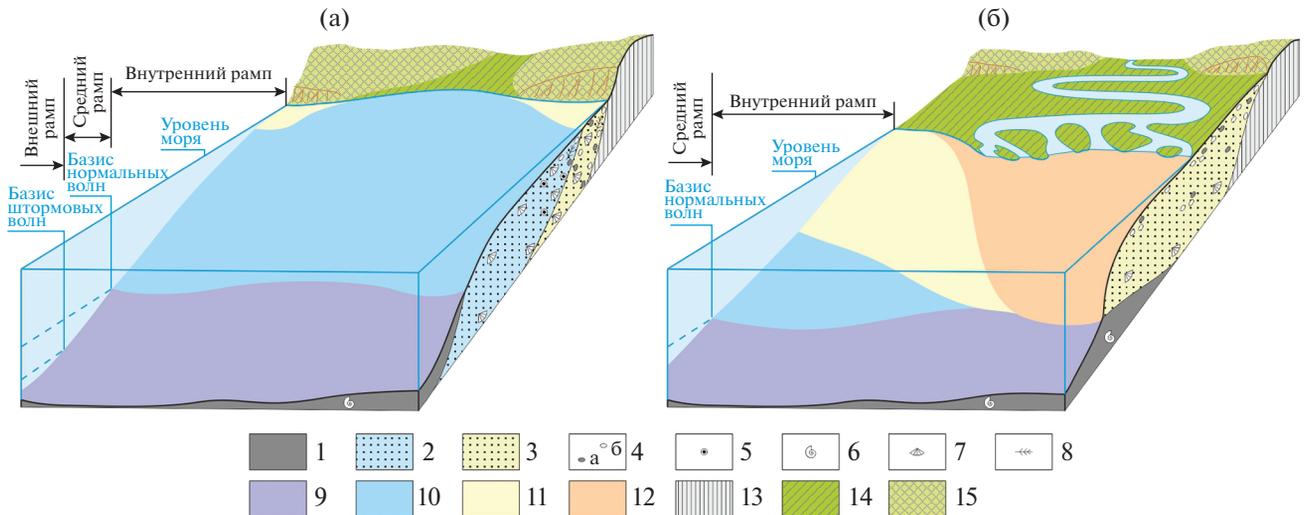


Рис. 8. Обстановки осадконакопления в позднем берриасе–валанжине на трансгрессивных (а) и регрессивных (б) этапах эволюции палеобассейна.

1–3 – отложения: 1 – глины известковистые, 2 – известняки песчаные и песчанистые, 3 – пески известковистые; 4 – гравий и гальки (а – экстракласты, б – интракласты); 5 – ооиды; 6–8 – органические остатки: 6 – планктон и нектон, 7 – бентос, 8 – наземные растения; 9–12 – обстановки седиментации: 9 – низкодинамичное глубоководье, 10 – динамичное мелководье с карбонатной седиментацией, 11 – динамичное мелководье с терригенной седиментацией, 12 – дельта; 13 – подстилающие породы и отложения предыдущего этапа осадконакопления; 14, 15 – суша: 14 – низменность, 15 – возвышенность.

дельты (регрессивные части циклотем 6 и 7) и известковые песчаники прибрежного мелководья трансгрессивной части циклотемы 7 (рис. 7б). Отложения верхнего валанжина выклиниваются к юго-западу и отсутствуют уже в разрезе Петропавловского карьера. В Зуйском карьере их толщина не превышает 20 м, что в 6 раз меньше мощности нижнего валанжина в этом же разрезе и более чем в 2 раза меньше мощности верхнего валанжина на западе (обнажения гор Резаная, Белая). Эти различия отражают существенную изменчивость скорости и амплитуды тектонических движений, происходивших в течение валанжинского века.

На кровле циклотемы 7 в обнажениях долины р. Бештерек, Зуйского карьера и г. Кунич согласно залегает трансгрессивная последовательность слоев циклотемы 8, основание которой образуют известковые песчаники прибрежного мелководья, представленные чередованиями песчаников тонкозернистых и глин, которые сменяет пачка известковистых глин мощностью не менее 40 м. В ее верхней части на г. Кунич найдены аммониты *Spitidiscus rotula* (Sow.) нижнего готерива (Барабошкин, Янин, 1997). Таким образом, эрозионную поверхность в кровле второй секвенции на юго-западе здесь сменяет согласная трансгрессивная поверхность (TS), выше которой залегает TST следующей секвенции (рис. 7б). Формирование последней началось в конце позднего валанжина и продолжалось в раннем готериве.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Генетическая интерпретация установленных в разрезах литологических комплексов пород в сочетании с анализом их вертикальных и латеральных взаимоотношений позволила создать концептуальные модели обстановок формирования разрезов верхнего берриаса–валанжина во время трансгрессий и регрессий (рис. 8). Они использованы при составлении палеогеографических схем, отражающих особенности крымского палеобассейна на финальных фазах формирования TST и HST первой и второй секвенций (рис. 9).

Показанная на юго-востоке “Таврическая” суша, вероятно, представляла собой остров, образованный сохранившимся до валанжина фрагментом киммерийской горной системы (Пчелинцев, 1966; Лычагин, 1969). Здесь на дневную поверхность выходили интенсивно дислоцированные породы флиша верхнего триаса–средней юры (разрезы у с. Партизанское и в Петропавловском карьере), вулканогенно-осадочные и интрузивные образования средней юры (г. Лесистая), конгломераты средней юры (Курцовский карьер), на которых залегает нижний готерив (рис. 1, 7). В центральной, наиболее поднятой части “Таврического” острова обнажались верхнеюрские конгломераты (Барабошкин и др., 2016) и известняки, на которых в эрозионных врезях у с. Мраморное (рис. 1) залегают глины берриаса и верхнего готерива (Барабошкин, Янин, 1997).

На северо-западе (рис. 9) показана “Скифская” суша, представлявшая собой низменность (Ни-

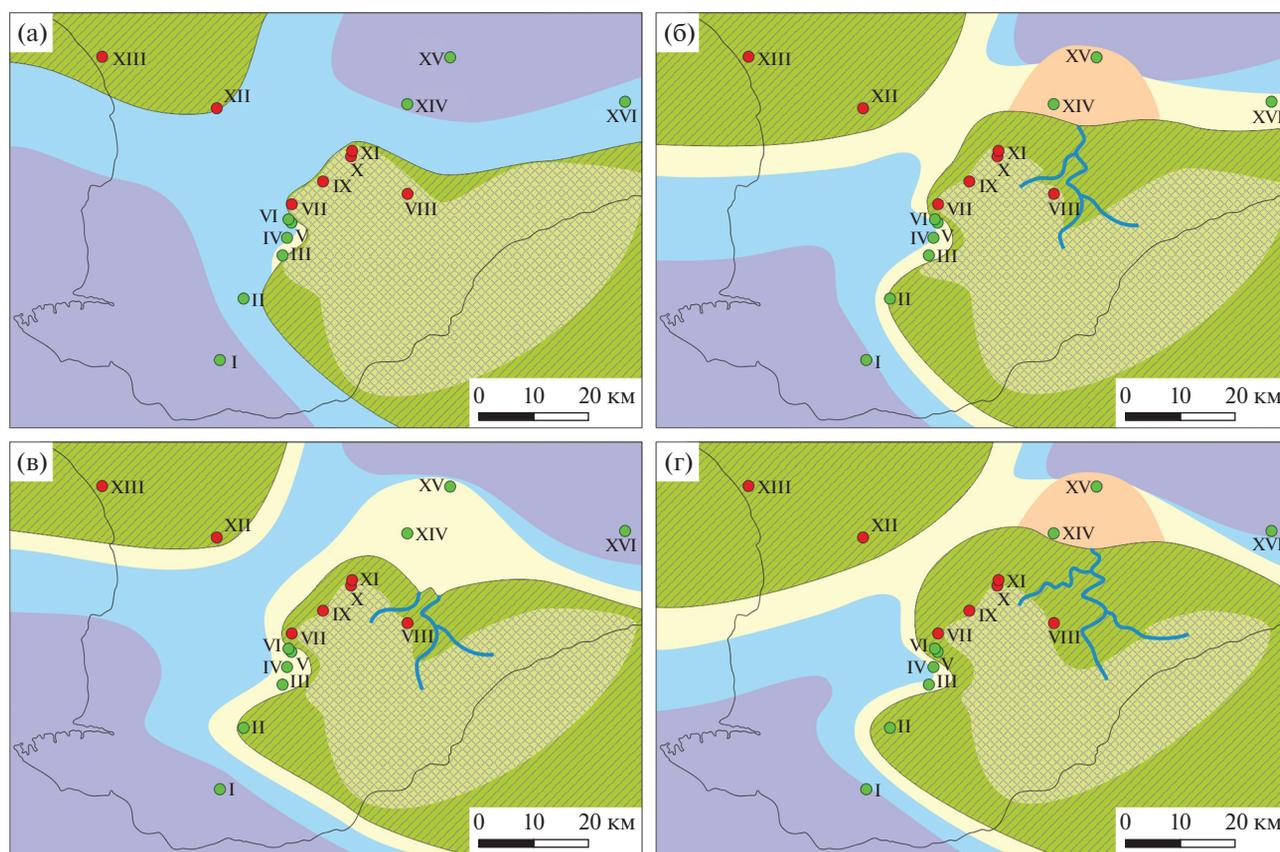


Рис. 9. Эволюция палеогеографической ситуации в позднем берриасе—раннем (а, б) и позднем (в, г) валанжине на финальных этапах образования.
(а, в) — трансгрессивные тракты (TST), (б, г) — тракты высокого стояния (HST). Условные обозначения см. на рис. 8, 1.

кишин и др., 2009), сложенную породами палеозойского фундамента, которые в скважинах у сел Новоселовка и Новофедоровка (рис. 1) перекрыты отложениями верхнего готерива—среднего альба (Тузяк, 2013).

“Таврическую” и “Скифскую” суши разделял морской пролив, ширина которого увеличивалась при трансгрессиях и сокращалась во время регрессий (рис. 9).

При формировании TST первой секвенции (рис. 9а) у береговой линии западной возвышенной окраины “Таврического” острова накапливались отложения галечно-песчаных пляжей каратльских свиты, которые трансгрессивно залегают на породах таврической серии верхнего триаса—средней юры в обнажениях г. Резаная, оврага Кояс-Джилга, гор Длинная и Патиль (рис. 2, 7а). Увеличение глубины моря к северо-западу и смену терригенных осадков карбонатными накоплениями подтверждает детальный фациальный анализ разрезов каратльских свиты в бассейне р. Бодрак (Шишлов и др., 2019, 2020). Южнее, у низменных побережий, терригенного материала было меньше, и здесь сформировались галечно-песчаные рудстоуны, которые в обнажениях Сбросового

лога (рис. 2, 7а) несогласно перекрывают конгломераты албатовской толщи берриаса (Аркадьев и др., 2012). У северо-восточной низменной окраины “Таврического” острова в высокодинамичных мелководных условиях образовались песчаные оолитовые рудстоуны зеленогорской толщи в долине р. Бештерек (рис. 2, 7а).

На финальной фазе формирования TST первой секвенции (рис. 9а) за счет возраставшего дефицита терригенного материала дистальная часть внутреннего рампа стала областью накопления песчаных лито-биокластовых грейнстоунов и пакстоунов, образующих трансгрессивную часть циклотемы 1 в обнажениях оврага Кояс-Джилга и г. Длинная (рис. 2, 7а). В это время на юго-западе и северо-востоке в обстановках среднего и внешнего рампа осаждались глубоководные глины новобобровской толщи у с. Новобобровское и зеленогорской толщи в долине р. Бештерек (рис. 2, 7а).

При образовании HST первой секвенции (рис. 9б) площади “Таврического” острова и “Скифской” суши увеличивались, а размеры юго-западной и северо-восточной глубоководных впадин сокращались. Рост количества поступавшего в море терригенного материала привел к расшире-

нию области накопления известковых песков и уменьшению площади формирования известняков. На северо-востоке “Таврического” острова в устье реки формировалась дельта (рис. 9б), отложения которой образуют регрессивные интервалы циклотем 2 и 4 в разрезах р. Бештерек и Зуйского карьера (рис. 2, 7а). Высокая скорость седиментации на фоне весьма интенсивного тектонического погружения обеспечивала сохранение мелководных условий осадконакопления в северо-восточной части палеобассейна (рис. 7а).

На рубеже раннего и позднего валанжина в результате падения относительного уровня моря значительная часть Юго-Западного и Центрального Крыма стала сушей, и верхняя часть НСТ первой секвенции была эродирована. Осадконакопление продолжалось только на юго-западной окраине региона, где формировались глубоководные глины новобобровской толщи (рис. 1).

Конфигурация бассейна в позднем валанжине (рис. 9в, 9г) мало отличается от ранневаланжинской. Однако даже во время финальной фазы формирования ТСТ второй секвенции (рис 9в) в прибрежных мелководных обстановках накапливались только пески, образующие трансгрессивную часть циклотемы 6 в разрезах г. Резаная, г. Белая и Зуйском карьере (рис. 2, 7б). Это можно объяснить перераспределением терригенных отложений предыдущего этапа седиментации волнениями. Судя по значительной мощности резанской свиты, достигающей в обнажениях гор Длинная и Белая 45 м, юго-западная впадина в позднем валанжине испытывала более интенсивное тектоническое погружение по сравнению с северо-восточной впадиной (рис. 7б).

При формировании НСТ второй секвенции (рис 9г) на северо-востоке “Таврического” острова накапливались пески и галечники дельты, образующие регрессивные части циклотем 6 и 7 (рис. 2, 7б). В глубоководных впадинах на юго-западе и северо-востоке осаждались известковистые глины новобобровской и горлинской толщ.

Падение относительного уровня моря в конце позднего валанжина, по-видимому, привело к образованию единой “Скифско-Таврической” суши, с эрозией которой связано параллельное несогласие в кровле западной части второй секвенции (рис. 2, 7б). Морские обстановки осадконакопления сохранились только на северо-востоке, где кровлю второй секвенции образует согласная ТS (рис. 2, 7б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные нами результаты подтверждают представления о том, что в конце берриаса, валанжине и начале готерива основной питающей провинцией рассматриваемого бассейна была расположенная на юго-востоке киммерийская

горная система (Пчелинцев, 1966; Лычагин, 1969; Григорчук и др., 1991).

В многочисленных работах, опубликованных за последние 20 лет (Милеев и др., 2006; Хаин и др., 2006; Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015; Барабошкин и др., 2016), не подвергается сомнению существование в начале раннего мела южного микроконтинента (Юдин, 2008) или островной дуги (Григорчук и др., 1991; Милеев и др., 2006). Благодаря интенсивным тектоническим движениям, проявившимся в конце берриаса в Крыму и Понтидах (Милеев и др., 2006; Akbayram et al., 2013; Okay, Nikishin, 2015; Барабошкин и др., 2016), эта суша была возвышенной (Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015). Здесь происходили процессы карстования позднеюрско-берриасских известняков (Барабошкин, 2016) и интенсивная субаэральная эрозия, что привело к формированию контрастного рельефа с перепадами высот в несколько сотен метров (Архипов и др., 1958). В долины северного склона этой суши неоднократно ингрессировало море (Милеев и др., 2006), существование которого определяли нисходящие тектонические движения в Битакском краевом прогибе (Хаин и др., 2006). На севере морской пролив омывал аллювиально-дельтовую равнину (Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015) южной окраины Евразии (Юдин, 2008).

Можно предположить, что количество терригенного материала, поступавшего с южных возвышенностей, многократно превосходило объемы твердого стока с северной низменности. Очевидно, что с юга в область осадконакопления поступали не только крупные олистоплаки верхнеюрских известняков (Юдин, 2008; Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015; Барабошкин, 2016), но и делювий, пролювий, аллювий. Несмотря на это, и в настоящее время продолжает существовать тезис о том, что при формировании крымских разрезов в начале раннего мела терригенный материал поступал с севера (Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015; Барабошкин, 2016). Раньше это органично вписывалось в геосинклиальную концепцию, предполагавшую, что киммерийские структуры к началу мела были уже эродированы, оказались ниже уровня моря и образовывали погружающуюся на юг поверхность дна осадочного бассейна (Эристави, 1957; Муратов, 1960; Бызова, 1981). Но теперь, принимая существование южных возвышенностей, необходимо объяснить, куда пропал мобилизованный с них обломочный материал. Для этого выдвинуто предположение о его аккумуляции в осевой части рифтового прогиба (Никишин и др., 2009; Nikishin et al., 2015), который разделял крымский ороген на две части. Его следы нужно искать южнее сел Соколиное, Верхоречье, Мазанка, Зуя и Горлинка. Однако там не обнаружены четкие признаки рифтообразования

(Никишин и др., 2009) и отсутствуют даже останцы мощных терригенных толщ нижнего мела.

Вариант, предполагающий южный источник терригенного материала при накоплении расположенных южнее границы горно-крымского структурного комплекса разрезов (Милеев и др., 2006, рис. 1), лучше сочетается с современными геотектоническими реконструкциями и фактическим материалом. Так, в каратлыхской свите (разрезы г. Резанная, овраг Кояс-Джилга, г. Длинная) присутствуют обломки песчаников, алевролитов и аргиллитов, мобилизованные при размыве пород подстилающей таврической серии (рис. 4в). Песчаники резанской свиты содержат около 23% зерен пород горно-крымского структурного комплекса: обломки песчаников, алевролитов и аргиллитов таврической серии; основных эффузивов и гипабиссальных микродиоритов карадагской серии; кварцитов, кремнистых пород, гранитоидов и кислых эффузивов, вероятным источником которых являлись конгломераты, подобные развитым в районе г. Демерджи (Мурашов, Фокин, 2006).

Южный источник сноса терригенного материала мазанской свиты подтверждают результаты литолого-геохимических исследований (Гнидец, 1986; Григорчук и др., 1991). Состав присутствующих здесь галек напоминает верхнеюрские конгломераты первой гряды Крымских гор (Барабошкин, Янин, 1997; Барабошкин, 2016). Кроме обломков кварца и кварцитов, в мазанских конгломератах обнаружены гальки гранитов и диоритов (Барабошкин, Янин, 1997), песчаников и известняков (Гнидец, 1986; Барабошкин и др., 2016; материалы авторов), которые, вероятнее всего, транспортировались реками (пра-Карасу, пра-Салгир), стекавшими с поднятий Крымского складчатого сооружения (Гнидец, 1986). Возможно, эрозионная деятельность этих рек сформировала Салгирскую впадину (Лычагин, 1969).

Из валанжинских песчаников Зуйского карьера установлены многочисленные зерна детритовых цирконов титонского возраста — 149 млн лет (Nikishin et al., 2015), что свидетельствует о перемыыве позднеюрских пород, обогащенных пепловым материалом из вулканических поясов Понтида или Закавказья (Барабошкин, 2016). Присутствующие здесь цирконы палеозойского и докембрийского возраста (Nikishin et al., 2015), вероятнее всего, происходят из галек метаморфических и магматических пород, которые установлены в демерджинских конгломератах (Юдин, 2008; Барабошкин, 2016).

Для обоснования положения о том, что мазанская свита формировалась в устье реки, текущей по северной суши, отмечены южный (Бызова, 1981), западный (Барабошкин, Янин, 1997) и юго-восточный (Барабошкин, 2016) наклон косых слоев в песчаниках. В работе (Барабошкин, 2016,

рис. 1.60) приведены две розы-диаграммы, построенные по результатам 27 замеров у с. Мазанка и 36 замеров у с. Крымская роза. На них видно, что при преобладании падения слоев в юго-восточных румбах установлены также северо-западные и северо-восточные направления. Этого следовало ожидать, поскольку в разрезах представлена косая разнонаправленная слойчатость (рис. 5а). К сожалению, степень достоверности суждения о преобладании падения слоев на юг статистическими методами оценить невозможно из-за отсутствия в публикации значений конкретных замеров и их небольшого количества. Кроме того, не указан генезис отложений, в которых проводились наблюдения, хотя это принципиально, так как разрез образуют чередующиеся отложения дельтовых протоков, баров и пляжей (Горбенко, 2011), направления перемещения которых отличаются. Например, южное падение косых слоев в песчаниках прибрежного мелководья можно считать следствием трансгрессивного смещения к югу прибрежных накоплений “Таврический” суши. Следовательно, для выявления направления проградации мазанской дельты эти исследования необходимо продолжить, совмещая их с тщательными седиментологическими наблюдениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Корреляция наиболее представительных разрезов валанжина Юго-Западного и Центрального Крыма, выполненная ранее по находкам фауны, уточнена и дополнительно обоснована циклостратиграфическими и секвенс-стратиграфическими методами. В результате установлены ограниченные несогласиями верхнеберриасско-нижневаланжинская и верхневаланжинская секвенции. На северо-востоке последнюю согласно перекрывает следующий секвенс, образовавшийся в конце валанжина—начале готерива. Эти геологические тела могут стать основой для выделения горизонтов региональной стратиграфической схемы нижнего мела (Дронов и др., 1998) и ревизии объемов местных подразделений в соответствии с требованиями Стратиграфического кодекса (Стратиграфический..., 2019). Например, границу резанской и каратлыхской свит представляется целесообразным проводить по поверхности несогласия между нижним и верхним валанжином.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в оолитовых известняках зеленогорской толщи в разрезе р. Бештерек составляет 0.707343–0.707355. Согласно SIS корреляции, эти значения указывают на ранневаланжинский возраст изученного интервала. Незначительные диагенетические изменения известняков пока не позволяют установить принадлежность к аммонитовой зоне раннего валанжина. Для этого необходим поиск белемнитов или других ископаемых остатков, наиболее пригодных для целей

стронциевой изотопной стратиграфии. В целом метод SIS показал хороший потенциал и перспективен для уточнения возраста карбонатных пород раннего мела Горного Крыма.

Основанная на анализе пространственно-временных взаимоотношений литологических комплексов пород реконструкция эволюции палеогеографической ситуации приводит к заключению о том, что в валанжинском веке морской бассейн омывал расположенный на юго-западе возвышенный «Таврический» остров и северо-восточную низменную «Скифскую» сушу, которые разделял пролив. В пределах юго-западной и северо-восточной областей палеобассейна доминировало тектоническое погружение, интенсивность которого изменялась во времени, что определило существенные различия мощности одновозрастных интервалов разрез.

В центральных частях впадин существовали обстановки внешнего рампа и накапливались глины глубоководья. Ближе к берегу их сменяли осадки среднего рампа, представленные тонкими чередованиями глин, песчаников и известняков. В мелководных обстановках внутреннего рампа во время трансгрессий формировались преимущественно песчаные грейнстоуны и пакстоуны. У возвышенных берегов накапливались галечно-песчаные отложения, а у низменных — галечно-песчаные и оолитовые рудстоуны. Во время регрессивных фаз седиментации область накопления песков расширялась и обстановки с карбонатной седиментацией сохранялись только в дистальных частях внутреннего рампа. На северо-востоке «Таврической» суши в устье крупной реки, транспортирующей обломочный материал с возвышенностей киммерийского орогена, происходило накопление песков и конгломератов дельты.

Не вызывает сомнений, что для повышения достоверности или корректировки построений, представленных в настоящей статье, необходимы детальные исследования естественных обнажений и керн скважин с применением комплекса современных литологических, геохимических и палеонтологических методов.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность В.В. Аркадьеву, Е.Ю. Барабошкину, Л.Ф. Копаевич, М.А. Рогову за ценные замечания и консультации при подготовке статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.П. Литолого-фациальный анализ. Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2003.
Аркадьев В.В. Стратиграфический очерк // Атлас меловой фауны Юго-Западного Крыма. СПб.: СПГГИ, 1997. С. 6–17.
Аркадьев В.В., Богданова Т.Н., Гужиков А.Ю., Лобачева С.В., Мышкина Н.В., Платонов Е.С., Савельева Ю.Н., Шуре-

кова О.В., Янин Б.Т. Берриас Горного Крыма. СПб.: ЛЕМА, 2012.

Архипов И.В., Успенская Е.А., Цейслер В.М. О характере взаимоотношения нижнемеловых и верхнеюрских отложений в пределах юго-западной части Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1958. Т. 33. Вып. 5. С. 81–90.

Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я., Куличенко В.Г., Пермяков В.В., Плотникова Л.Ф., Семенов В.Н., Берченко О.И., Благодаров М.И., Богаец А.Т., Бондаренко В.Г., Борисенко Л.С., Ванина М.В., Вдовенко М.В., Воронина М.А., Горбач Л.П., Григорьев А.В., Гуревич К.Я., Дулуб В.Г., Исагулова Е.З., Корбут Е.Б., Котляр О.Е., Коненкова И.Д., Макаренко Д.Е., Менкес М.А., Нероденко В.М., Новик Н.Н., Няга В.И., Плахотный Л.Г., Пяткова Д.М., Романов Л.Ф., Савронь Э.Б., Слюсарь Б.С., Сулимов И.Н., Тесленко Ю.В., Федоров П.В., Цегельнюк П.Д., Яновская Г.Г. Геология шельфа УССР. Стратиграфия (шельф и побережья Черного моря). Киев: Наукова думка, 1984.

Барабошкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья Качи и Бодрака (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 1997а. № 3. С. 22–29.

Барабошкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача–Бодрак // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ, 1997б. С. 27–53.

Барабошкин Е.Ю. Палеогеография Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления в раннем мелу // 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. Отв. ред. Никишин А.М. М.: Геос, 2005. С. 201–232.

Барабошкин Е.Ю. История геологического развития Крыма. Докембрий–ранний мел // Эколого-ресурсный потенциал Крыма. История формирования и перспективы развития. Т. 1. Ред. Барабошкин Е.Ю., Яценева Е.В. СПб.: ВВМ, 2016. С. 38–84.

Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т. Корреляция валанжинских отложений Юго-Западного и Центрального Крыма // Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. проф. А.А. Богданова. 1997. Вып. 1. С. 4–26.

Барабошкин Е.Ю., Аркадьев В.В., Копаевич Л.Ф. Опорные разрезы меловой системы Горного Крыма. Путеводитель полевых экскурсий Восьмого Всероссийского совещания, 26 сентября–3 октября 2016 г. Ред. Барабошкин Е.Ю. Симферополь: ЧерноморПресс, 2016.

Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1977. 542 с. (Тр. Геол. ин-та. Вып. 59).

Бызова С.Л. Существовало ли поднятие на месте Горного Крыма в раннем мелу? // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56. Вып. 1. С. 41–51.

Вассоевич Н.Б. Слоистость в свете учения об осадочной дифференциации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 5. С. 96–115.

Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. Т. 3. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012.

Гнидец В.П. Источники питания и седиментогенез в раннемеловом бассейне равнинного Крыма (базальный горизонт готерив-альба) // Литогенез и полезные ископаемые. Сб. научн. тр. Киев: Наукова думка, 1986. С. 205–212.

Горбачик Т.Н., Друщиц В.В., Янин Б.Т. Нижнемеловые отложения междуречья Бельбек–Альма (Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 1975. № 6. С. 19–31.

- Горбенко Е.С. Новые данные об условиях формирования пород мазанской свиты (валанжин, Центральный Крым) // Материалы конференции “Современные вопросы геологии. 4-е Яншинские чтения”. М.: Геос, 2011. С. 30–33.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист L-36 (Симферополь). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.
- Григорчук К.Г., Гнидец В.П., Бойчук Г.В., Швай Л.П. Литолого-геохимическое районирование Крымского неометаморфического бассейна // Геол. журн. 1991. № 6. С. 38–47.
- Грищенко В.А., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г. Сводный магнитостратиграфический разрез валанжина горного Крыма // Материалы 12-й Межд. школы-конференции “Проблемы геокосмоса” (8–12 октября 2018 г.). СПб.: ВВМ, 2018. С. 71–77.
- Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Александрова Г.Н., Рябов И.П., Устинова М.А., Копаевич Л.Ф., Миранцев Г.В., Кузнецов А.Б., Фокин П.А., Косоруков В.Л. Био-, хемо- и магнитостратиграфия пограничного интервала сантона–кампа разрезом Кудрино и Аксу-Дере (Юго-Западный Крым): проблемы глобальной корреляции и выбора лимитотипа нижней границы кампанского яруса. Статья. 2. Магнито- и хемотратиграфия, обсуждение данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2021. Т. 29. № 5. С. 27–58.
- Дронов А.В., Корень Т.Н., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. Методика событийной стратиграфии в обосновании корреляции региональных стратонтов на примере нижнего ордовика Северо-Запада России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
- Друщиз В.В. Нижнемеловые отложения Крыма // Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Госгеолтехиздат, 1960.
- Жемчугова В.А. Резервуарная седиментология карбонатных отложений. М.: ООО “ЕАГЕ Геомодель”, 2014.
- Каракаш Н.И. Нижнемеловые отложения Крыма и их фауна. СПб.: Типография М. Меркушева, 1907.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В., Горохов И.М., Прасолов Э.М., Крупенин М.Т., Кислова И.В. Sr- и C-изотопная хемотратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25–53.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Васильева И.М., Гороховский Б.М., Маслов А.В. Sr изотопная характеристика и Pb–Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 2. С. 16–34.
- Кузнецов А.Б., Изох О.П., Дзюба О.С., Шурыгин Б.Н. Изотопный состав Sr в белемнитах из пограничных отложений юры и мела (р. Маурынья, Западная Сибирь) // Доклады АН. 2017. Т. 477. № 4. С. 455–460.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- Лысенко Н.И., Янин Б.Т. Биостратиграфическая характеристика типового разреза верхней юры и нижнего мела Центрального Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 6. С. 70–80.
- Лычагин Г.А. Меловая система. Нижний отдел // Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. С. 155–178.
- Македонов А.В. Методы литофациального анализа и типизация осадков гумидных зон. Л.: Недра, 1985. 242 с.
- Микулаш Р., Дронов А. Палеоихнология. Введение в изучение ископаемых следов жизнедеятельности. Прага: Геол. ин-т Академии наук Чешской Республики, 2006.
- Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А. Киммерийская и альпийская тектоника Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 81. Вып. 3. С. 22–33.
- Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: ГОНТИ, 1960.
- Мурашов А.Ю., Фокин П.А. Петрографический состав и условия образования нижнемеловых песчаных пород Бахчисарайского района (Горный Крым) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 2006. № 1. С. 70–72.
- Никитин М.Ю., Болотов С.Н. Геологическое строение Крымского учебного полигона МГУ. Альбом рисунков по второй учебной геологической практике. Ч. I. Учеб. пособие. М.: МГУ, 2006.
- Никишин А.М., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Копаевич Л.Ф., Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В. Геологическая история Бахчисарайского района Горного Крыма в меловом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2009. Т. 84. № 2. С. 83–93.
- Павлидис Ю.А., Никифоров С.Л. Обстановки морфолиогенеза в прибрежной зоне Мирового океана. М.: Наука, 2007.
- Пчелинцев В.Ф. Киммериды Крыма. М.–Л.: Наука, 1966.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Пискунов В.К. Стронциевая изотопная хемотратиграфия верхнеюрских карбонатных отложений плато Демерджи (Горный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 52–65.
- Рудько С.В., Кузнецов А.Б., Покровский Б.Г. Sr и C-хемотратиграфия отложений карбонатной платформы в задуговом бассейне северной окраины Тетиса (поздняя юра Горного Крыма) // Литология и полезные ископаемые. 2017. № 6. С. 58–77.
- Смирнова Т.Н., Барабошкин Е.Ю. Валанжин-нижнегертериевские комплексы брахиопод междуречья Кача–Бодрак (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 2. С. 48–63.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019.
- Тузяк Я.М. Сучасний стан стратифікації і кореляції нижньокрейдових відкладів рівнинного Криму // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. 2013. Т. 6. Вип. 1. С. 68–74.
- Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984.
- Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В., Чехович П.А. Основные этапы развития Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестник научных центров Черноморского экономического сотрудничества. 2006. № 2. С. 98–106.
- Цейслер В.М. Основы фациального анализа. М.: КДУ, 2009.
- Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: ЛЕМА, 2010.

- Шишов С.Б., Дубкова К.А., Бугрова И.Ю., Триколиди Ф.А. Строение и условия формирования разрезов валанжина–готерива района среднего течения р. Бодрак (Юго-Западный Крым) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. № 1. С. 114–135.
- Шишов С.Б., Дубкова К.А., Аркадьев В.В., Бугрова И.Ю., Бугрова Э.М., Триколиди Ф.А., Закревская Е.Ю. Мел и палеоген бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым). Учебное пособие. СПб.: ЛЕМА, 2020.
- Эристави М.С. Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и Крыма. М.: Изд-во АН СССР, 1957.
- Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008.
- Янин Б.Т. Основы тафономии. М.: Недра, 1983.
- Янин Б.Т. О соотношении общих и местных стратиграфических подразделений нижнего мела Юго-Западного Крыма (междуречье Кача–Бодрак) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 1997. № 3. С. 29–36.
- Янин Б.Т., Вишневецкий Л.Е. Меловая система. Нижний отдел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. М.: МГУ, 1989. С. 81–123.
- Ahr W. The carbonate ramp: an alternative to the shelf // Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. 1973. V. 23. P. 221–225.
- Akbayram K., Okay A. I., Satir M. Early Cretaceous closure of the Intra-Pontide Ocean in western Pontides (northwestern Turkey) // J. Geodynam. 2013. V. 65. P. 38–55.
- Baraboshkin E.J., Mikhailova I.A. New and poorly known Valanginian ammonites from South-West Crimea // Bull. de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la terre. 2000. V. 70. P. 89–120.
- Benton M.J., Bouaziz S., Buffetaut E., Martill D.M., Ouaja M., Soussi M., Trueman C. Dinosaurs and other fossil vertebrates from fluvial deposits in the Lower Cretaceous of southern Tunisia // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2000. V. 157. № 3–4. P. 227–246.
- Burchette T.P., Wright V.P. Carbonate ramp deposition systems // Sedim. Geol. 1992. V. 79. P. 3–57.
- Busch D.A. Stratigraphic Traps in Sandstone – Explorations Techniques. Tulsa: Am. Assoc. Petrol. Geol., 1974.
- Deltas: Models for Exploration. Ed. Broussard M.L. Houston: Houston Geol. Soc., 1975.
- Ekdale A.A., Bromley P.G., Pemberton S.G. Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy // SEMP Short Course 15, 1984.
- Flügel E. Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation, and Application. Berlin: Springer, 2010.
- Hallam A. Facies Interpretation and the Stratigraphic Record. Oxford, San Francisco: Freeman, 1981.
- Irwin M.L. General theory of epeiric clear water sedimentation // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1965. № 49. P. 445–459.
- Johnson H.D., Baldwin C.T. Shallow clastic seas // Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Ed. Reading H.G. Oxford: Blackwell Science, 1990. P. 232–280.
- Jones C.E., Jenkyns H.C., Coe A.L., Hesselbo S.P. Strontium isotopes in Jurassic and Cretaceous seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. № 14. P. 3061–3074.
- Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M., Bekker A. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Spring excursion // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 157–173.
- McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A. Strontium Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Boston: Elsevier, 2012. P. 127–144.
- Nikishin A.M., Wannier M., Alekseev A.S., Almendinger O.A., Fokin P.A., Gabdullin R.R., Khudoley A.K., Kopaevich L.F., Mityukov A.V., Petrov E.I., Rubtsova E.V. Mesozoic to recent geological history of southern Crimea and the Eastern Black Sea region // Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus. Eds. Sosson M., Stephenson R.A., Adamia S.A. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2015. V. 428. P. 241–264.
- Ogg J.G., Hinnov L.A. Cretaceous. Strontium Isotope Stratigraphy // The Geologic Time Scale. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Elsevier, 2012. P. 793–850.
- Okay A., Nikishin A. M. Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region // Int. Geol. Rev. 2015. V. 57. № 5–8. P. 1051–1076.
- Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1999.
- Reboulet S., Szives O., Aguirre-Urreta B., Barragán R., Company M., Frau C., Kakabadze M.V., Klein J., Moreno-Bedmar J.A., Lukeneder A., Pictet A., Ploch I., Raisossadat S.N., Vašiček Z., Baraboshkin E.J., Mitta V.V. Report on the 6th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Vienna, Austria, 20th August, 2017) // Cretaceous Res. 2018. V. 91. P. 100–110.
- Reineck H.E., Singh I.B. Depositional Sedimentary Environments: with Reference to Terrigenous Clastics. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer-Verlag, 1975.
- Sedimentary Environments and Facies. Second Edition. Ed. Reading H.G. Oxford, London, Edinburgh, Boston, Palo, Alto, Melbourne: Blackwell Scientific Publications, 1986.
- Selley R.C. Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis. London: Chapman and Hall, 1985.
- Tabaste N. Etude de restes de poissons du Cretace Saharien // Memories de L'Institut Francais d'Afrique Noire, Melanges Ichthyologiques. 1963. № 68. P. 436–499.
- Wierzbowski H., Anczkiewicz R., Pawlak J., Rogov M.A., Kuznetsov A.B. Revised Middle–Upper Jurassic strontium isotope stratigraphy // Chem. Geol. 2017. V. 466. P. 239–255.
- Wilson J.L. Carbonate Facies in Geologic History. Berlin, Heidelberg, N.Y.: Springer-Verlag, 1975.
- Wright V.P. Facies sequences on a carbonate ramp: the carboniferous limestone of South Wales // Sedimentology. 1986. V. 33 P. 221–241.
- Zakharov Y.D., Kuznetsov A.B., Kakabadze M.V., Sharkasze M.Z., Gavrilova A.A., Kramchaninov A. Yu. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr record of Early Cretaceous (Barremian–Albian) marine invertebrates: first evidence from the Caucasus – palaeoenvironmental implications // Cretaceous Res. 2021. V. 124. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2021.104834>

Рецензенты В.В. Аркадьев,
Л.Ф. Копеевич, М.А. Рогов

Formation History of the Valanginian Deposits, Southwestern and Central Crimea

K. A. Dubkova^{a, #}, S. B. Shishlov^a, A. B. Kuznetsov^b, and F. A. Tricolidi^c

^a St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

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

^c Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

[#]e-mail: ksenya-dubkova@mail.ru

The Southwestern and Central Crimean Valanginian sections correlation based on cyclo- and sequence-stratigraphic methods is substantiated. Using the Sr-isotope stratigraphy (SIS) method, the age of the Zelenogorsk Formation carbonate rocks in the Beshterek River valley in Central Crimea was determined as the early Valanginian ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707343\text{--}0.707355$). Four lithological complexes have been identified on base of the sedimentary rock facies analysis: deep-water clay, shallow limestone, shallow sandstone, delta sandstone and conglomerate. Space-time relationship analysis of these complexes makes it possible to establish the sequences of the lower and upper Valanginian, separated by disconformity. It is shown that these lithological complexes were formed in the setting of the outer, middle and inner sea basin ramp, bounded in the southwest by the "Tauride" island, and in the northeast by the "Scythian" land, which were separated by the strait. The developed models of sedimentation environments were used to draw up paleogeographic charts. The obtained results can be used for the improvement of the lower Cretaceous regional stratigraphic scheme in the Crimea.

Keywords: Crimea, lower Cretaceous, cyclostratigraphy, Sr-chemostratigraphy, correlation, sedimentation environments, sequences, paleogeography

УДК 551.793,551.794,551.89 (470.1)

ИЗМЕНЕНИЯ ФАУНИСТИЧЕСКИХ И ФЛОРИСТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ПЕЧОРСКОГО УРАЛА С КОНЦА СРЕДНЕГО ВАЛДАЯ ДО ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА

© 2022 г. И. В. Кряжева¹*, Д. В. Пономарев¹, Ю. В. Голубева¹¹Институт геологии им. акад. Н.П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения
Российской академии наук, Сыктывкар, Россия

*e-mail: innageologi@mail.ru

Поступила в редакцию 11.02.2021 г.

После доработки 02.02.2022 г.

Принята к публикации 26.03.2022 г.

Изучены микротериофауна и палиноспектры двух местонахождений пещерного типа в логе Иорданского на Северном Урале (Печоро-Ильчский биосферный заповедник): навеса Студеного и ниши Филина. Реконструированы условия накопления рыхлых отложений по палеофаунистическим и палинологическим данным. Видовые комплексы остатков мелких млекопитающих и спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о распространении кустарниковой заболоченной тундры с лесными островками в районе Верхней Печоры в конце среднего валдая (бызовской интерстадиал, МИС 3) и тундростепных ландшафтов в условиях прогрессирующей сухости климата в эпоху максимума последнего оледенения. В позднеледниковое время преобладали тундроподобные ерниковые заросли и климат был значительно холоднее современного. В фауне грызунов доминировали тундровые и тундростепные виды. В раннем голоцене отмечалось потепление климата, в связи с которым роль ксерофитных кустарников заметно снизилась, их место заняли березово-елово-сосновые леса. В фауне грызунов доля тундровых и тундростепных видов сократилась более чем в три раза. В позднем голоцене получили широкое распространение темнохвойные леса с примесью пихты и кедра. Ассоциации грызунов приобрели типичный лесной облик, где на долю обитателей леса приходилось более половины от всех остатков (60–80%), а тундровые виды отсутствовали.

Ключевые слова: грызуны, спорово-пыльцевые спектры, растительность, средний и поздний валдай, последний ледниковый максимум, позднеледниковье, голоцен, Северный Урал

DOI: 10.31857/S0869592X22060084

ВВЕДЕНИЕ

Для реконструкции палеоклиматов и палеоландшафтов большое значение имеют как палинологические данные, так и анализ фауны мелких растительноядных млекопитающих, обитавших на территории изучаемого района. Это связано с приспособленностью грызунов к определенным природным зонам и биотопам, что позволяет реконструировать параметры окружающей среды. Массовые скопления костных остатков мелких млекопитающих, образовавшиеся в результате питания хищных птиц и четвероногих хищников, использующих карстовые образования в качестве убежищ и мест гнездования, являются одним из наиболее доступных и всеобъемлющих объектов для этой цели. Несмотря на существенную избирательность накопления костных остатков в таком типе захоронений, способность хищников тщательно облавливать территорию вокруг временного жилища/убежища позволяет точно вос-

создать животное население прошлых лет района исследований.

Кроме того, пещерные отложения являются естественной ловушкой для спор и пыльцы растений, занесенных в пещеру на шерсти (перьях) и лапах животных, водой, просачивающейся с поверхности по трещинам горной породы, и ветром. Спорово-пыльцевые спектры из спелеогенных осадков более ценны для реконструкций палеосред, чем спектры из аллювиальных отложений, в которых содержание переотложенных зерен очень велико, что зачастую приводит к неверным выводам при воссоздании палеоландшафтов.

Несмотря на продолжительную историю изучения эволюции природной среды и климата в позднем плейстоцене и голоцене на обширной территории крайнего северо-востока Европы, в данном направлении исследований все еще остается много интересных нерешенных вопросов. Так, из отложений среднего валдая (= бызовского

интерстадиала = МИС 3) описаны палинокомплексы, по которым реконструируются контрастные климатические события – потепления и похолодания (Дурагина, Коноваленко, 1993), однако хронометрические данные для подтверждения средневалдайского возраста палинокомплексов и привязки отдельных фаз динамики растительности пока получены только в единичных разрезах (Андреичева и др., 2015; Астахов, 2021). Другой проблемой является отсутствие до настоящего времени палинологических данных для реконструкции растительности последнего ледникового максимума в данном регионе. До сих пор основными источниками сведений для реконструкции природной среды максимума последнего оледенения были палеофаунистические материалы из местонахождений Пымвашор на Полярном Урале (Golovachov, Smirnov, 2009), Медвежьей пещеры и навеса Студеного на Северном Урале (Гуслицер и др., 1989; Кочев, 1993; Смирнов, 1996; Кряжева, Пonomарев, 2019), а также геологические данные – наличие золотых перигляциальных отложений в покровной формации плейстоцена региона (Astakhov, 2014).

В настоящей работе делается попытка реконструировать изменения климата и природной среды на западном склоне Северного Урала с конца бызовского (средневалдайского = МИС 3) времени до последнего ледникового максимума и с позднеледниковья до позднего голоцена по данным изучения спор и пыльцы, а также костных остатков мелких млекопитающих из отложений двух местонахождений пещерного типа – навеса Студеного и ниши Филина. Регион предгорий Урала (с севера на юг протягиваются Полярный, Приполярный и Северный Урал), где развиты карстовые породы и откуда известны пещерные местонахождения остатков позднеледниковья и голоценовых млекопитающих, имеет большое значение для исследования четвертичной истории териофауны крайнего северо-востока Европы. Наиболее широкое распространение пещеры и другие карстовые образования имеют на Северном Урале в бассейне реки Печора. Самые известные и относительно крупные пещеры расположены в карстовом логу Иорданского: Медвежья, Туфовая, Ледяная и навес Студеный. Ранее в разрушенной пещере Студеной шурфовые работы проводились в 1961 и 1984 гг. параллельно с раскопками в Медвежьей пещере, которая многие годы служит опорным местонахождением при исследовании позднего плейстоцена Урала (Верещагин, Кузьмина, 1962; Гуслицер, Канивец, 1965; Гуслицер, Павлов, 1988; Гуслицер и др., 1989; Кузьмина, 1971; Кочев, 1991, 1993; Смирнов, 1996).

Отложения навеса Студеного интересны тем, что они содержат самые древние (конец среднего валдая = бызовского интерстадиала = МИС 3) ископаемые комплексы пещерного тафономиче-

ского типа в Приуральской Субарктике. Кроме того, здесь найдены также комплексы остатков микротириофауны последнего ледникового максимума (Смирнов, 1996), которые долгое время оставались самым достоверным источником сведений о характеристиках природной среды этого интервала на северо-востоке Европы при отсутствии надежно подтвержденных радиоуглеродным методом палинологических данных. В результате проведенных авторами полевых исследований в 2016 г. в логе Иорданского были получены новые остеологические и палинологические материалы из навеса Студеного и ниши Филина. Вместе с геохронометрическими данными о возрасте отложений навеса Студеного, появившимися в последние годы (Lagerholm et al., 2014; Palkopoulou et al., 2016), новые материалы позволяют впервые, причем не только для западного склона Северного Урала, но и для обширного региона – крайнего северо-востока Европы, реконструировать растительность последнего ледникового максимума по палинологическим данным, а также уточнить характеристики и возраст растительных ассоциаций конца среднего валдая. Кроме того, новые материалы дают возможность объединить палинологические и палеонтологические данные и провести комплексный анализ развития природной среды западного склона Северного Урала в конце среднего и позднем валдае, в позднеледниковье и голоцене.

ОПИСАНИЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ

Навес Студеный расположен в предгорьях западного склона Северного Урала (62°00.766' с.ш., 58°38.865' в.д., 230 м над уровнем моря (н.у.м.)) на правом берегу р. Печора, в 17 км выше устья р. Большой Шежим, в 100 м к западу от приустьевой части лога Иорданского (рис. 1), на высоте 18–20 м над урезом реки и представляет собой крупный скальный навес высотой 14 м и шириной 30 м, предположительно оставшийся после обрушения свода крупной пещеры. В западной части навеса имеется хорошо сохранившийся шурф 1984 г., в котором максимальная мощность рыхлых отложений составляет более 5 м. Западная стенка этого шурфа примыкает к известняковому массиву, рыхлые отложения залегают под небольшим уклоном в юго-восточном направлении, площадь раскопа составляет около 3 м². По описанию Б.И. Гуслицера и др. (1989) в разрезе было выделено 4 слоя (сверху вниз):

Слой 1. Гумус с большим содержанием щебня известняка и растительных остатков, неслоистый. Мощность 1.2 м.

Слой 2. Суглинок бурый, с крупными глыбами и угловатым щебнем известняка. Мощность 1.6 м. На глубине 1.6 м от поверхности прослежен пяти-

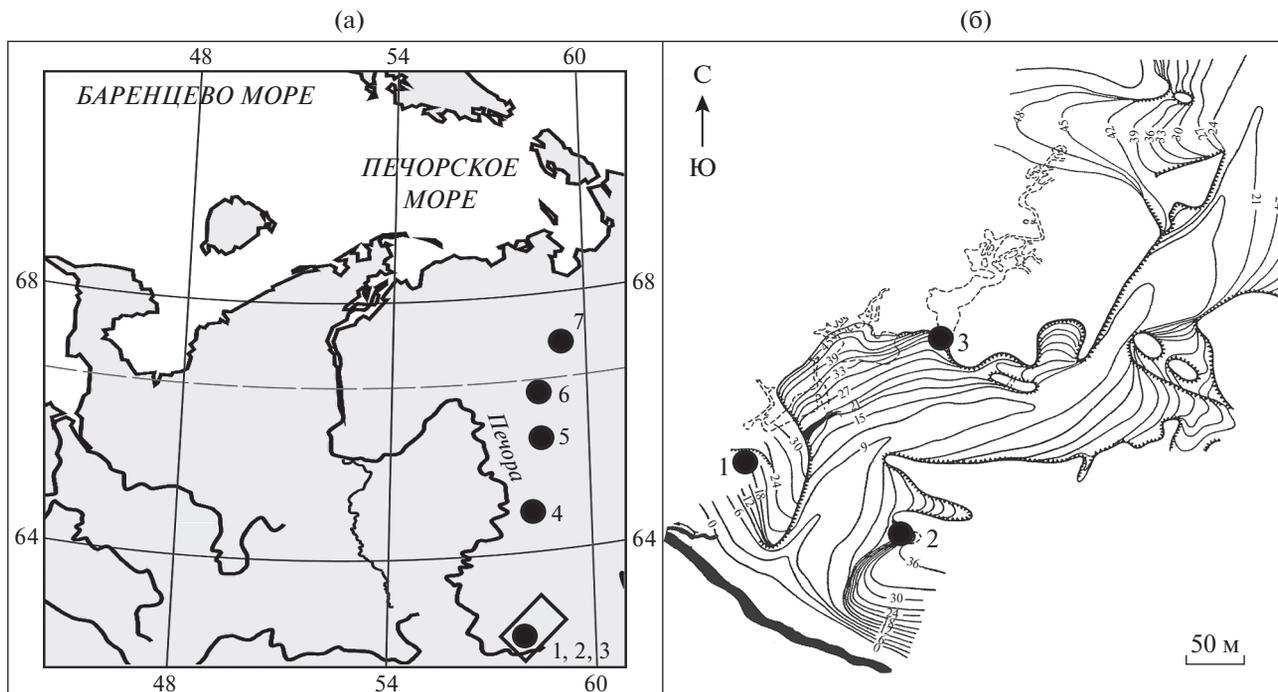


Рис. 1. Географическое положение местонахождений.

(а) – карта-схема, (б) – схема лога Иорданского (Гуслицер, Канивец, 1965). 1 – Навес Студеный, 2 – Ниша Филина, 3 – Медвежья пещера, 4 – Кожим-1, 5 – Шугер-4, 6 – Уса-2, 7 – Пымвашор.

сантиметровый прослой, сложенный исключительно костями мелких млекопитающих.

Слой 3. Глина коричнево-серая, сильно алевритистая, с небольшим содержанием полуразложившегося щебня известняка, мелких угольков и железистых конкреций. Порода разбита ожелезненными трещинами. Мощность 1.6 м.

Слой 4. Щебень известняка с прослоями гумуса. Мощность 1.4 м.

В 2016 г. от восточной стенки данного раскопа был заложен шурф площадью 0.8 м². Мощность четвертичных отложений составила менее 2 м (рис. 2). В разрезе рыхлых отложений навеса были вскрыты три слоя разного литологического состава, представленные песчано-глинистыми алевритами (сверху вниз):

Слой 1. Черный гумусированный сильно глинистый алеврит (горно-лесной почвенный горизонт) с растительными остатками и щебенкой известняка. Мощность слоя 0.25 м. Граница с нижележащим слоем четкая по цвету.

Слой 2. Бурый глинистый алеврит с неокатанными обломками известняка. На глубине 0.4 м прослежена маломощная прослойка, состоящая практически полностью из костных остатков мелких млекопитающих. В основании слоя содержится небольшое количество обломков известняка со следами ожелезнения. Граница с нижележащим слоем нечеткая (по цвету). Мощность слоя 0.75 м.

Слой 3. Буро-серый песчано-глинистый алеврит с большим содержанием крупного щебня известняка. В основании слоя встречены мелкие угольки и неокатанные обломки сильно выветрелого кварца. Мощность слоя 0.8 м.

Вскрытые новым шурфом слои хорошо сопоставляются со слоями в раскопе 1984 г. по литологическим признакам. Строение разрезов в целом совпало, за исключением самой нижней части, которая отсутствует в новом раскопе. Различия в мощности отложений, скорее всего, связаны с неравномерным поступлением грубообломочного материала с обрушавшегося скального козырька навеса.

При определении возраста отложений навеса Студеного Б.И. Гуслицер с коллегами (Гуслицер и др., 1989) и В.А. Кочев (1993) опирались на методику, разработанную В.А. Кочевым (1984), которая заключалась в оценке эволюционного уровня первого и второго верхних коренных зубов копытных леммингов путем расчета показателя эволюционного уровня (ПЭУ). Они сравнивали ПЭУ копытных леммингов из отложений навеса Студеного и бурого суглинка Медвежьей пещеры. При этом радиоуглеродные датировки горизонта бурого суглинка (две для нижней части слоя (бурый суглинок Б) 16300 ± 150 (JE-3060) и 17980 ± 200 лет и одна для верхней части слоя (бурый суглинок А) 12230 ± 100 лет (JE-3059) (Гуслицер, Павлов, 1988)) считались омоложенными. По их

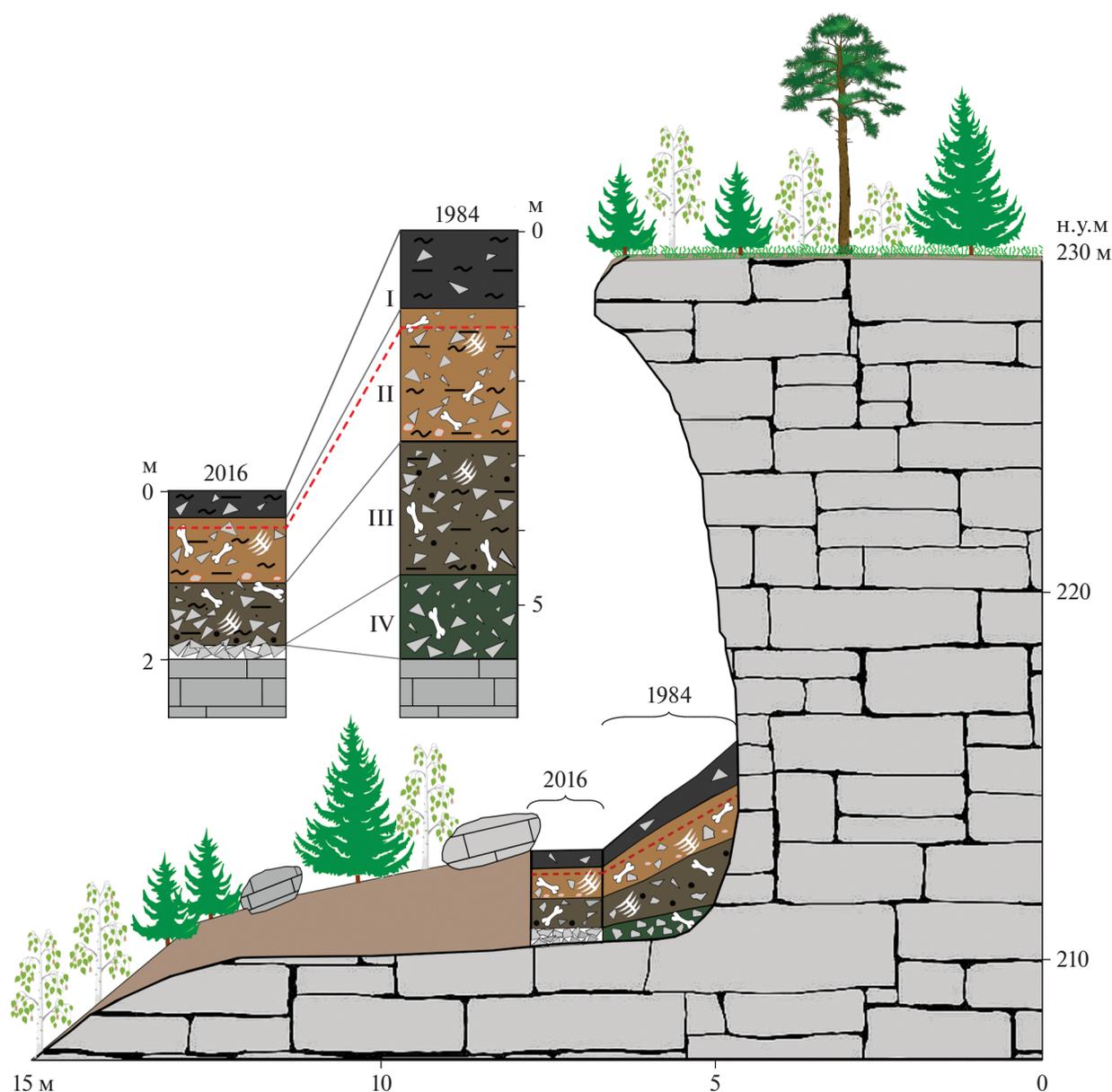


Рис. 2. Схематическое изображение навеса Студеного и разрезов рыхлых отложений в нем по данным раскопок 2016 г. и 1984 г.

Нумерация слоев показана римскими цифрами. Костеносная прослойка выделена штрихпунктирной линией. I – черные гумусированные глинистые отложения, II – бурый глинистый алеврит с неокатанными обломками известняка, III – буро-серый песчано-глинистый алеврит, IV – щебень известняка с прослоями гумуса.

мнению, верхняя часть разреза (слой 2) имеет средневалдайский возраст и является одновозрастной с бурым суглинком Медвежьей пещеры на основании близости значений ПЭУ копытных леммингов из этих местонахождений. Возраст нижней части разреза Студеного (слой 3) принимался как ранневалдайский. Отсутствие более молодых валдайских отложений и залегание голоценовых осадков непосредственно на средневалдайских объяснялось солифлюкцией. В дальнейшем Н.Г. Смирновым (1996) было показано, что радиоуглеродные датировки отложений Мед-

вежьей пещеры хорошо сопоставляются с особенностями фауны, климата и ландшафтов. По его мнению, возраст верхних горизонтов навеса Студеного (слой 2), где преобладают остатки копытного лемминга (криоксерофильного вида), – последний ледниковый максимум, а нижняя часть разреза (слой 3) с обилием остатков сибирского лемминга (криогидрофильного вида) отлагалась в конце раннего валдая–среднем валдае. В дальнейшем были сделаны новые радиоуглеродные датировки костей крупных млекопитающих из отложений Медвежьей пещеры, которые позво-

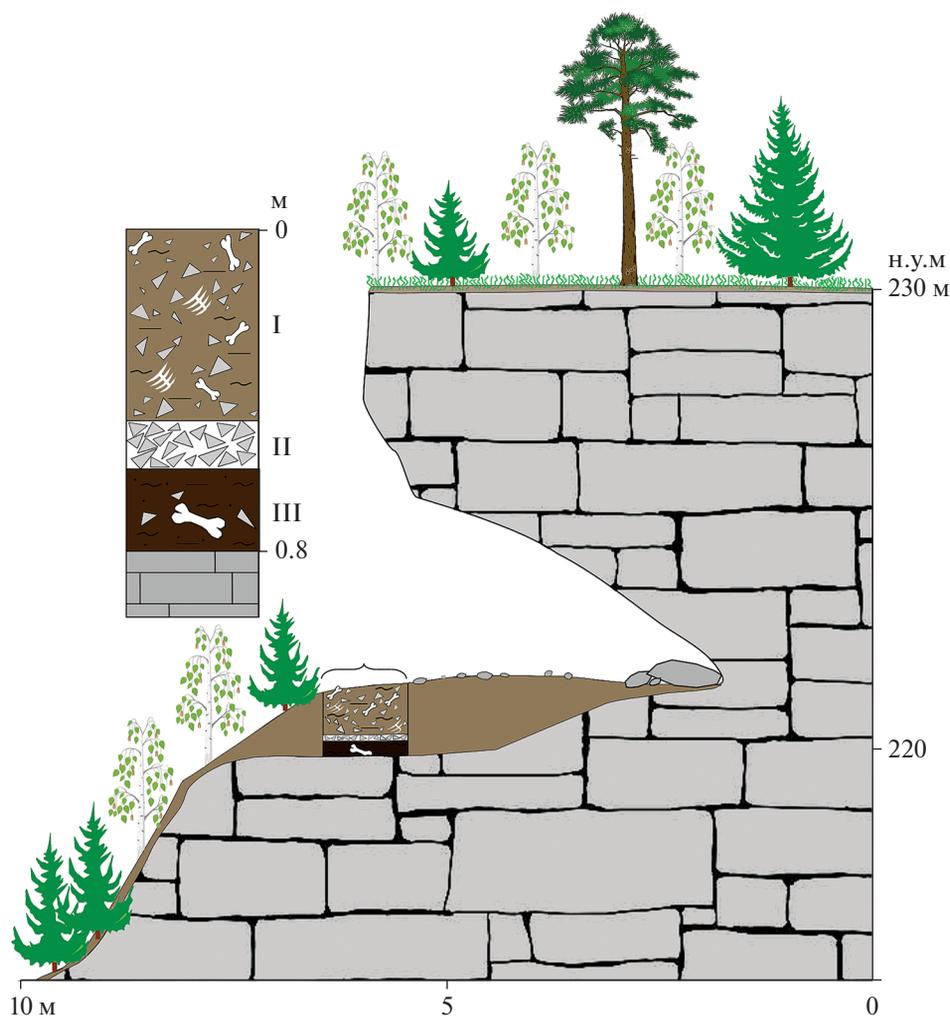


Рис. 3. Схематическое изображение ниши Филина и разреза рыхлых отложений. Нумерация слоев показана римскими цифрами. I – коричневый глинистый алеврит, II – щебень известняка без заполнителя, III – темно-коричневая песчано-алевритовая глина.

ляют сопоставлять время формирования бурого су- гупинка с многочисленными остатками копытного лемминга с последним ледниковым максимумом (около 22 тыс. кал. лет назад; Ronomarev et al., 2013).

Несколько лет назад появились новые данные, позволяющие намного точнее оценивать возраст отложений навеса Студеного. Так, были опубликованы пять радиоуглеродных датировок остатков копытного лемминга из отложений навеса Студеного (Palkoroulou et al., 2016), варьирующих от 22380 ± 170 лет (ОхА-30034) до 24790 ± 220 лет (ОхА-30032), калиброванные значения которых находятся в диапазоне 26430–29070 лет. Кроме того, есть также оценки абсолютного возраста костных остатков сибирского лемминга из навеса Студеного – 30–35 тыс. календарных (кал.) лет, которые получены по степени расхождения генетических линий в программе BEAST (Lagerholm et al., 2014). Таким образом, фауна с преобладанием сибирского лемминга датируется концом бызов-

ского интерстадиала, а фауна с доминированием копытного лемминга – последним ледниковым максимумом, как и предполагалось Н.Г. Смирновым (1996). Соответственно, в разрезе отсутствуют отложения позднеледниковья, которые были размывы во время завершающейся стадии дегляциации ледникового покрова. В целом данные оценки возраста горизонтов навеса Студеного находятся в соответствии с реконструкциями растительных ассоциаций Восточной Европы (Гричук, 1989; Дурягина, Коноваленко, 1993; Кольфсхотен и др., 2008; Андреичева и др., 2015) и фауны грызунов.

Местонахождение ниши Филина ($62^{\circ}00.714'$ с.ш., $58^{\circ}38.965'$ в.д., 230 м н.у.м.) располагается в 100 м юго-восточнее навеса Студеного, в левом борту лога, в 55 м от его устья на высоте 30 м от уреза реки и представляет собой небольшую слабо выработанную нишу длиной 5 м и шириной 13.5 м (рис. 3). В разрезе рыхлых отложений ниши были вскрыты три слоя, представленных глинистыми

алевритами и песчано-алевритовыми глинами (сверху вниз):

Слой 1. Коричневый глинистый алеврит с большим содержанием крупного и мелкого щебня известняка. Мощность 0.55 м.

Слой 2. Щебень известняка без заполнителя, костных остатков не содержит. Мощность слоя 0.1 м.

Слой 3. Темно-коричневая песчано-алевритовая глина с мелкой щебенкой известняка. Мощность 0.15 м.

О возрасте горизонтов рыхлых отложений ниши Филина можно судить по положению в разрезе, составу и структуре фауны. Мы предполагаем, что слой 3 сформировался в один из интервалов позднеледниковья (или поздних этапов дегляциации), а слой 1 – в голоцене. Накопление костных остатков и растительности было прервано сильным отслоением потолка грота, скорее всего связанным с потеплением климата и повышением влажности, в результате чего образовался плотный стерильный слой из щебня и крошки известняка без палеонтологических и палинологических остатков (слой 2).

В комплексе остатков слоя 3 преобладают три тундровых вида (копытный и сибирский лемминги с узкочерепной полевкой) при почти равном соотношении долей остатков этих видов между собой. Схожая структура фауны, в которой наблюдается содоминирование остатков тундровых видов, известна в датированных по ^{14}C комплексах из горизонта А бурого суглинка Медвежьей пещеры, расположенной в 150 м к северу от ниши Филина, а также в слоях 2 и 3 грота Шугер-4, который находится в 250 км к северу на Приполярном Урале (Кряжева и др., 2012).

Комплекс остатков из слоя 1 ниши Филина условно поделен на верхнюю и нижнюю части. Фауна грызунов из верхней части состоит из видов, типичных для современной таежной фауны Северного Урала, а в фауне из нижней части помимо таежных элементов фауны присутствует значительное количество тундровых и тундростепных видов. Исходя из данных по составу и структуре фауны и по положению в разрезе, предполагается, что верхняя часть слоя 1 сформировалась в позднем голоцене, а нижняя – вероятно, в раннем голоцене.

Тафономические особенности. Кости черепа и посткраниального скелета крупных млекопитающих (*Lepus timidus* L., 1758, *Mustela* sp., *Vulpes* sp., *Ursus* sp., *Rangifer tarandus* L., 1758) из всех местонахождений сильно фрагментированы, некоторые имеют следы пищеварительной коррозии. Пригодными для видового и родового определения костных остатков крупных млекопитающих были только изолированные зубы, фрагменты нижних челюстей и фрагменты лицевой части че-

репа с зубами. Такой характер фрагментации костных остатков указывает на их накопление в результате деятельности хищных млекопитающих, которые использовали местонахождение в качестве логова.

Ископаемые остатки насекомоядных млекопитающих (*Eulipotyphla*) представлены фрагментами нижней и верхней челюсти и изолированными зубами. Ископаемые остатки грызунов являются самыми многочисленными в отложениях и представлены всеми частями скелета.

Для идентификации таксономической принадлежности ископаемых костных остатков видов отрядов *Rodentia* и *Lagomorpha* (семейство *Ochotonidae*) было использовано 9994 нижних и верхних щечных зуба, по которым было определено 16 видов (табл. 1): красно-серая полевка (*Craseomys rufocanus* Sundervall, 1846), рыжая полевка (*Clethrionomys glareolus* Schreber, 1780), красная полевка (*Clethrionomys rutilus* Pallas, 1779), копытный (*Dicrostonyx gulielmi* Sanford, 1870) и сибирский (*Lemmus sibiricus* Kerr, 1792) лемминги, узкочерепная полевка (*Lasiopodomys gregalis* Pallas, 1779), пищуха (*Ochotona pusilla* Pallas, 1768), водяная полевка (*Arvicola amphibius* Linnaeus, 1758), полевка-экономка (*Alexandromys oeconomus* Pallas, 1778), полевка Миддендорфа (*Alexandromys middendorffii* Poljakov, 1881), темная полевка (*Microtus agrestis* Linnaeus, 1761), белка (*Sciurus vulgaris* Linnaeus, 1758), бурундук (*Tamias sibiricus* Laxmann, 1769), летяга (*Pteromys volans* Linnaeus, 1758), лесная мышовка (*Sicista betulina* Pallas, 1778), лесной лемминг (*Myopus schisticolor* Lilljeborg, 1844).

Коллекции ископаемых остатков грызунов хранятся в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН.

Сведения об экологии видов грызунов. Для детального анализа динамики фауны необходимо классифицировать виды грызунов в соответствии с их биологическими и экологическими требованиями: биотопами, климатическими предпочтениями (температура и влажность) и их распространением в современных природных зонах. Эта информация взята из различных источников (Огнев, 1950; Громов, Поляков, 1977; Громов, Ербаева, 1995; Ануфриев, 1994а, 1994б, 1994в; Ануфриев, Бобрецов, 1994; Петров, 1994а, 1994б, 1994в, 2007; Пыстин, 1994).

Исходя из основных климатических факторов, таких как температура и влажность, грызуны объединены следующим образом: 1) криоксерофильные виды – копытный лемминг (*Dicrostonyx*); 2) мезотермно-ксерофильные – узкочерепная полевка (*L. gregalis*) и степная пищуха (*Ochotona pusilla*); 3) мезофильные виды, предпочитающие умеренные условия, – виды *Craseomys* и *Clethrionomys*, темная полевка (*Microtus agrestis*), белка (*Sciurus vulgaris*), бурундук (*Tamias sibiricus*), летяга

Таблица 1. Соотношение остатков и общее число зубов мелких растительоядных млекопитающих (%) из местонахождений лога Иорданского

Местонахождение	Навес Студеный			Навес СтуденыйГ			Медвежья пещера			Ниша Филина			Биом							
	Сл.1	Сл.2 в	Сл.2 н	Сл.3	Сл.2 в	Сл.2 н	Сл.3	Сл.4	Зел. супсь	Гум. почва	Вр. супт. А	Вр. супт. Б	Сл.1 в	Сл.1 н	Сл.3	с	т	л	и	
Таксон	Ochotona pusilla – степная пищуха	–	–	–	1	–	–	24	ед.	ед.	ед.	ед.	–	–	1	+	–	–	–	
	Pteromys volans – обыкновенная летяга	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.5	–	–	–	–	+	–	
	Sciurus vulgaris – обыкновенная белка	ед.	–	–	–	–	–	–	0.8	–	–	–	36.8	0.7	–	–	–	+	–	
	Tamias sibiricus – азиатский бурундук	ед.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2.5	–	–	–	–	+	–	
	Sicista betulina – лесная мышь	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.2	–	–	–	–	+	–	
	Crasomys rufocanus – красно-серая полевка	ед.	–	–	0.9	–	1	1	5	11.4	16.7	1	0.3	4.5	7	3	–	–	+	–
	Clethrionomys glareolus – рыжая полевка	–	–	–	2.1	–	–	–	17.1	16.7	1.5	0.5	–	1.7	10.3	–	–	–	+	–
	Clethrionomys rutilus – красная полевка	–	–	–	3	–	–	–	–	–	–	–	–	2	11.7	1.5	–	–	+	–
	Dicrostonyx guillemi – копытный лемминг	–	70.3	51.9	2.9	63	50	11	30	8.9	8.3	17	73.9	–	–	28.5	–	+	–	–
	Lemmus sibiricus – сибирский лемминг	–	9.9	26.9	69.3	11	24	71	9	19.5	16.7	30	10.4	–	7.9	22.3	–	+	–	–
	Myopus schisticolor – лесной лемминг	–	–	–	–	–	–	–	–	4.9	–	1	3.5	0.7	3	–	–	–	+	–
	Arvicola amphibius – водяная полевка	ед.	–	–	2.1	–	–	–	4	8.1	–	1	–	38.8	9.4	8	–	–	–	+
	Microtus agrestis – темная полевка	ед.	0.1	–	3.8	–	–	2	5	9.8	8.3	7	–	8.2	22.8	10.7	–	–	+	–
	Lasiopodomys gregalis – узкочерепная полевка	–	18.8	20.9	1	21	22	7	4	13	20.8	32.5	13.7	–	15.8	25	+	+	–	–
	Alexandromys middendorffi – полевка Миддендорфа	–	–	–	1	–	–	–	6	–	–	–	0.3	–	–	–	–	–	+	–
Alexandromys oeconomus – полевка-экономка	ед.	0.9	0.3	13.8	3	2	7	10	6.5	12.5	6.5	0	4.1	11.4	–	–	–	–	+	
Всего	–	2339	1039	660	7978	1572	849	48	62 ^{ос}	12 ^{ос}	100 ^{ос}	197 ^{ос}	4910	710	336					

Примечание. Биом: с – степь, т – тундра, л – лес, и – интразональные; Г – данные приводятся по (Гуслинер и др., 1989). Для Медвежьей пещеры приводится общее количество особей (Смирнов, 1996).

(*Pteromys volans*) и лесная мышовка (*Sicista betulina*); 4) мезотермно-гидрофильные полевка-экономка (*Alexandromys oeconomus*) и лесной лемминг (*Myopus schisticolor*); 5) эвритермно-гидрофильный вид – водяная полевка (*Arvicola amphibius*); 6) криогидрофильные виды – сибирский лемминг (*Lemmus sibiricus*) и полевка Миддендорфа (*Alexandromys middendorffii*).

Одно из важнейших экологических свойств – это предпочитаемый биотоп. Грызуны предпочитают определенные биотопы, и по этому параметру их можно разделить на шесть групп: 1) типичные тундровые биотопы, за исключением влажных местообитаний – копытный лемминг (*Dicrostonyx*) и частично узкочерепная полевка (*L. gregalis*), которая также обильна на лугах, в кустарниках и поймах рек; 2) влажные тундровые биотопы – сибирский лемминг (*Lemmus sibiricus*) и полевка Миддендорфа (*Alexandromys middendorffii*); 3) полуводные (прибрежные) местообитания – водяная полевка (*Arvicola amphibius*); 4) разные лесные местообитания – все полевки *Craseomys-Clethrionomys*, белка, бурундук, летяга и лесная мышовка; 5) различные лесные и луговые местообитания – темная полевка (*Microtus agrestis*); 6) разные степные биотопы – степная пищуха (*Ochotona pusilla*). В тундре темная полевка обитает на участках с ивами, в кустарниковой тундре и на поймах рек. Водяная полевка *Arvicola* заселяет прибрежные местообитания в основном летом, а зимой занимает возвышенности вдали от водоемов. Полевка-экономка (*Alexandromys oeconomus*) в какой-то мере также может быть отнесена к третьей группе, так как предпочитает кустарниковую высокопродуктивную пышную прибрежную растительность по берегам небольших рек и родников. Лесная мышовка обитает в насаждениях с богатым травяным ярусом, а белке и летяге необходимы леса с сомкнутым древостоем.

По предпочтительной природной зоне (степь, тундра, лес) все выявленные виды были сгруппированы следующим образом: степные зональные виды (пищуха), тундро-степные зональные виды (узкочерепная полевка), тундровые зональные виды (копытный и сибирский лемминги, полевка Миддендорфа), лесные зональные виды (белка, бурундук, лесной лемминг, красная, красно-серая, рыжая и темная полевки, лесная мышовка, летяга) и интразональные виды (полевка-экономка, водяная полевка). Такие виды, как лесные полевки (*Craseomys-Clethrionomys*), темная полевка, лесная мышовка проникают в тундровую зону, а красная полевка даже достигает там высокой численности (Петров, 2007).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рыхлые отложения вскрывали условными горизонтами мощностью не более 10 см. Извлече-

ние костных остатков животных производилось при помощи ручной промывки вмещающей породы на ситах с размером ячеек 0.8 мм. Полученную смесь костей и обломков породы высушивали, и из нее вручную отбирали остатки позвоночных.

Диагностика морфологически сходных видов полевок, таких как полевка Миддендорфа–темная полевка и сибирский лемминг–лесной лемминг, проводилась по методике Н.Г. Смирнова с соавторами (Смирнов и др., 1997). Видовую принадлежность остатков узкочерепной полевки, полевки Миддендорфа, полевки экономки и темной полевки определяли по первому нижнему коренному зубу. Все остальные моляры группы родов *Microtus* распределяли по видам в соответствии с распределением первых нижних коренных. Видовую принадлежность лесных полевок (род *Clethrionomys*) проводили по методике А.В. Бородина с соавторами (Бородин и др., 2005).

Для исследования эволюционных морфологических особенностей моляров копытного лемминга и узкочерепной полевки из навеса Студеного зубу из условных горизонтов объединили в несколько групп, чтобы получить достаточное количество материала для анализа. У копытного лемминга изучали форму первого и второго коренных зубов по методике, предложенной Н.Г. Смирновым с соавторами (1997) с небольшими изменениями (Ponomarev, Puzachenko, 2015). По строению M1 и M2 выделяли три морфотипа – *simplicior*, *henseli* и *torquatus*, а далее по соотношению этих морфотипов выборки относили к одной из стадий развития зубной системы, сменяющим друг друга по степени сложности – уменьшению доли “архаичных” (*simplicior*), возрастанию доли промежуточных (*henseli*) и “продвинутых” (*torquatus*) морфотипов. Все изученные выборки относили к одному из хроновидов: *Dicrostonyx simplicior*, *D. guillemi* или *D. torquatus*. В пределах каждого вида были выделены по три морфы, а кроме видов различались промежуточные, переходные формы неуказанного таксономического ранга (Смирнов др., 1997).

У узкочерепной полевки исследовали форму передней непарной петли (параконида) и общие размеры первого нижнего коренного зуба (Большаков и др., 1980; Головачев и др., 2001; Ponomarev, Puzachenko, 2017). Эволюционный уровень полевок оценивается по соотношению морфотипов, со временем увеличивается доля продвинутых, сложных зубов (грегалоидно-микротидный и микротидный морфотипы) и уменьшается относительное количество архаичных, простых моляров (грегалоидный морфотип).

В работе используется систематика полевок, предложенная Н.И. Абрамсон и А.А. Лисовским (2012), за исключением красной и рыжей

полевков, для которых валидным названием следует считать *Clethrionomys* (Kryštufek et al., 2020).

Образцы для спорово-пыльцевого анализа отбирали из зачищенной стенки обнажений сплошной колонкой от скального ложа до поверхности с учетом изменения литологических особенностей отложений. Лабораторную обработку и анализ образцов под микроскопом проводили по стандартным методикам (Гричук, Заклинская, 1948). Палиноморфы изучались под микроскопом Motic BA210 при увеличении $\times 400$. При определениях использовались опубликованные определители и атласы спор и пыльцы, базы данных на сайтах и коллекции спор и пыльцы современных травянистых растений западного склона Северного Урала (Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Пыльца и споры определялись до семейства, рода, в оптимальном случае – до вида. Пыльцевые зерна рода *Betula* подразделялись на три секции в зависимости от типа поровой камеры (Ошуркова, 1959). Секция *Betula sect. Albae* содержит пыльцу древесных видов, к секциям *Betula sect. Fruticosae* и *Betula sect. Nanae* отнесена пыльца кустарниковых видов. Спорово-пыльцевые диаграммы построены с помощью компьютерной программы TILIA (Grimm, 1990). Процентные соотношения спор и пыльцы были подсчитаны групповым способом.

Временные интервалы, используемые в работе (кал. лет): 1) окончание среднего валдая (бызовское время), 35000–28000; 2) последний ледниковый максимум, понимаемый в широком смысле от начала МИС 2 до начала периода дегляциации 29000–20000; 3) позднеледниковые (в широком смысле) или период дегляциации, 20000–11700, 4) ранний голоцен, 11700–8200; 5) средний голоцен, 8200–4200; 6) поздний голоцен, 4200–современность.

Радиоуглеродные датировки калибровали с использованием рекомендованной калибровочной кривой IntCal20 (Reimer et al., 2020).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Фаунистические данные

В нижней части навеса Студеного (слой 3) микротериофауна представлена сибирским леммингом (69.3%), полевкой-экономкой (13.8%), лесными полевками (6%), копытным леммингом (2.9%), темной полевкой (3.8%), водяной полевкой (2.1%), полевкой Миддендорфа (1%), узкочерепной полевкой (1%). Состав комплекса остатков грызунов слоя 2 обеднен. В нижней части слоя 2 (0.6–1 м) найдены копытный лемминг (51.9%), сибирский лемминг (26.9%), узкочерепная полевка (20.9%) и полевка-экономка (0.3%), а в верхней части этого слоя (0.25–0.6 м) обнаружены копытный лемминг (70.3%), сибирский лем-

минг (9.9%), узкочерепная полевка (18.8%), полевка-экономка (0.9%) и темная полевка (0.1%).

Микротериофауна слоя 3 ниши Филина на 76.8% представлена тундровыми и степными видами: копытным леммингом (28.5%), узкочерепной полевкой (25%), сибирским леммингом (22.3%), пищухой (1%), на 15.2% лесными видами – темной полевкой (10.7%), лесными полевками (4.5%) и на 8% интразональным видом – водяной полевкой (8%). Микротериофауна в нижней части слоя 1 (0.4–0.55 м) состоит на 55.5% из лесных видов: лесные полевки (29%), темная полевка (22.8%), лесной лемминг (3%) и белка (единичные остатки), на 23.7% из тундровых (сибирский лемминг – 7.9%) и тундростепных (узкочерепная полевка – 15.8%) видов и на 20.8% из интразональных видов (полевка-экономка – 11.4%, водяная полевка – 9.4%). В верхней части слоя 1 ниши Филина (0–0.4 м) фауна грызунов представлена лесными видами: летяга (0.5%), белка (36.8%), бурундук (2.5%), лесная мышовка (0.2%), лесные полевки (8.2%), лесной лемминг (0.7%) и темная полевка (8.2%) – и интразональными видами: водяная полевка (38.8%) и полевка-экономка (4.1%).

Особенности морфологии копытного лемминга и узкочерепной полевки

По своему эволюционному уровню остатки копытных леммингов из слоя 2 (0.25–1.0 м) навеса Студеного, датируемые последним ледниковым максимумом, сопоставляются с одной стадией развития зубной системы, представленной морфой 3 *D. gulielmi*. Выборки зубов из отдельных условных горизонтов внутри слоя 2 не показывают различий в морфологии (рис. 4). Для этой морфы характерно преобладание моляров морфотипа *henseli*, на втором месте *torquatus*, а на третьем – *simplicior* на обоих зубах (рис. 4). Животные, относящиеся к этой эволюционной стадии, обитали в регионе примерно от 30 до 11 кал. тыс. лет назад, т.е. от конца бызовского времени до начала голоцена (Ponomarev, Puzachenko, 2015). К этой же стадии относятся лемминги из таких местонахождений, как Пижма-1, Щугер-4 (слои 1 и 2), Уньинская пещера, Серчейю-6, Рябово и Нижний Двойник.

Изменчивость размерных и морфотипических характеристик первого нижнего коренного зуба узкочерепной полевки из отложений навеса Студеного по отдельным условным горизонтам сравнительно низкая (рис. 5). Средние значения размеров $m1$ в разных условных горизонтах разреза навеса Студеного: длина 2.53–2.63 мм, ширина 0.93–0.98 мм. При этом средние размеры $m1$ современных узкочерепных полевков трех выборок с северо-востока европейской части России: длина от 2.64 до 2.68 мм, ширина от 1.0 до 1.02 мм, а средние размеры $m1$ позднеплейстоценовых узкочерепных полевков варьируют от 2.52 до 2.81 мм

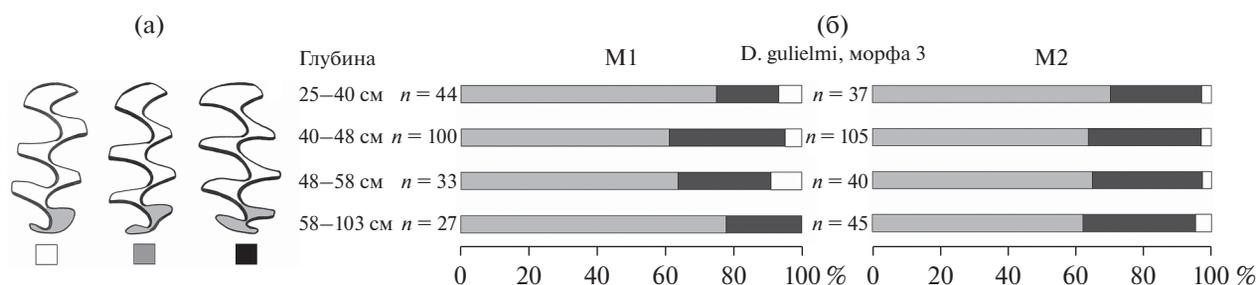


Рис. 4. Морфотипы моляров копытных леммингов (а) и их соотношение среди M1 и M2 у леммингов из отложений навеса Студеного (б). Белым цветом показан морфотип *simplicior*, серым – *henseli*, черным – *torquatus*.

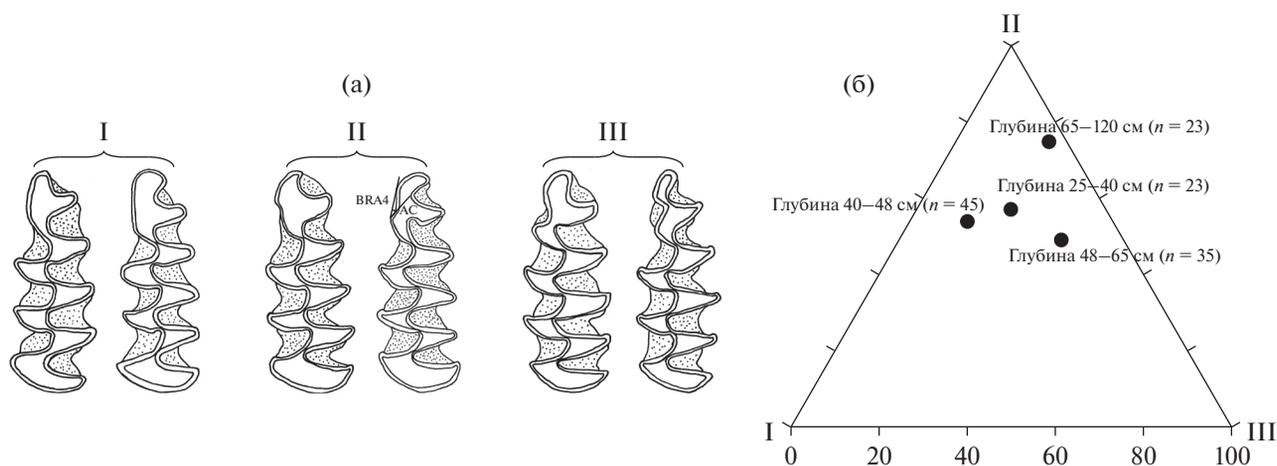


Рис. 5. Морфотипы m1 узкочерепной полевки (а) и их соотношение у полевок из отложений навеса Студеного (б). Показана схема измерения угла BRA4 на антерокониде (AC) m1 (Смирнов и др., 1990; Головачев и др., 2001). BRA – biscalre-entrantangle (буккальный входящий угол), AC – anterioscap (передняя непарная петля) (Meulen, 1973). I – грегалоидный морфотип; II – грегалоидно-микротидный морфотип; III – микротидный морфотип.

в длину и от 0.9 до 1.0 мм в ширину (Ponomarev, Puzachenko, 2017). Узкочерепные полевки из навеса Студеного по морфологии m1 схожи с другими позднеолейстоценовыми полевками региона (Ponomarev, Puzachenko, 2017). Их отличительными чертами являются относительно мелкие зубы со сравнительно архаичной формой жевательной поверхности – среди моляров преобладают экземпляры грегалоидно-микротидного морфотипа, а доля моляров микротидной морфы заметно меньше, хотя размах изменчивости этих параметров как в современных, так и в позднеплейстоценовых выборках очень велик (Ponomarev, Puzachenko, 2017).

Палинологическая характеристика

По данным палинологического изучения рыхлых отложений навеса Студеного выделены три палинозоны (ПЗ) (рис. 6).

ПЗ 1 (слой 3, гл. 1.7 м). В общем составе спорово-пыльцевого спектра (СПС) преобладают споры (54%). На долю пыльцы древесных и травянистых растений приходится 26 и 20% соответ-

ственно. Среди пыльцы древесных доминирует пыльца берез (*Betula sect. Nanae* – 44% и *Betula sect. Albae* – 35%). Группу пыльцы травянистых растений образуют преимущественно злаки (33%) и разнотравье (58%) из лютиковых, астровых, розоцветных, гвоздичных и цикориевых. Встречена пыльца ксерофильных трав (*Artemisia* sp. – 4%, *Chenopodiaceae* – единичные зерна). Из спор наряду с преобладающими зелеными мхами (78%) присутствуют папоротники (11%), а также в единичном количестве сфагновые мхи, таежные (*Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*) и тундровые аркто-альпийские виды (*L. alpinum*, *L. appressum*, *L. pungens*) плаунов.

ПЗ 2 (слой 2, гл. 1.1–0.6 м) выделена на основании увеличения содержания пыльцы тундрового кустарника карликовой березы до 65% и сокращения участия пыльцы древовидной березы (12–14%). В группе трав продолжает доминировать пыльца злаков (38–46%) и разнотравья (46–53%), среди которого появляются *Rubiaceae*, *Filipendula* sp., *Valeriana* sp., *Polygonaceae* и *Polemoniaceae*. Отличительной особенностью группы споровых является присутствие единичных спор *Osmunda* sp.

ПЗ 3 (слой 1, гл. 0.3–0.15 м) подразделяется на две подзоны. Подзона 3а характеризуется уменьшением содержания пыльцы трав (7%) при увеличении количества спор (до 70%). Пыльца деревьев и кустарников составляет 23% и в основном представлена *Betula sect. Albae* (35%), *Pinus sylvestris* (16%) и *Picea sp.* (15%). Встречены единичные зерна *Pinus sibirica*. Содержание пыльцы криофильных кустарников в СПС, напротив, значительно сокращается до 18%. Среди пыльцы травянистых растений по-прежнему доминирует пыльца злаков и разнотравья. Присутствие пыльцы водных растений (рдеста, ряски) указывает на существование в окрестностях навеса Студеного водоемов со стоячей или медленнотекущей водой. В группе спор резко увеличивается содержание спор папоротников за счет сокращения спор зеленых мхов. Подзона 3б отличается от предыдущей подзоны значительным увеличением доли пыльцы древесной растительности (до 65%) и сокращением участия спор (до 30%). В группе пыльцы древесных растений максимальных значений достигает количество пыльцы хвойных пород (*Pinus sylvestris* – 22% и *Picea sp.* – 41%). Существенную долю составляет пыльца *Betula sect. Nanae* (29%), что указывает на распространение ерниковых зарослей, приуроченных к заболоченным участкам. В группе пыльцы травянистых растений обнаружены незначительные содержания или единичные зерна маревых, розоцветных, гвоздичных, мареновых и василистника альпийского, а злаки и водные растения исчезают. В составе спор сохраняется доминирование папоротников (62%), среди которых появляются кочедыжник и костенец.

По результатам палинологических исследований рыхлых отложений ниши Филина на диаграмме выделены две палинозоны (рис. 7).

ПЗ 1 (слой 3, гл. 0.8–0.65 м). В общем составе СПС распределение между тремя группами растений следующее: древесно-кустарниковая группа – 61–68%, группа трав – 7–10%, споры – 25–28%. В первой группе доминирует пыльца кустарников *Betula sect. Nanae* (58–61%), *Betula sect. Fruticosae* (до 11%), встречаются единичные зерна *Alnaster fruticosus*. Пыльца древесных пород составляет меньшую долю: *Betula sect. Albae* – 13–31%, *Picea sp.* – 5–7% и *Pinus sylvestris* – ед. зерна. В составе пыльцы травянистых растений преобладают *Rosaceae* (17–19%) и разнотравье (62–72%) из *Cichoriaceae* (27%), *Asteraceae*, *Brassicaceae*, *Rosaceae* и *Caryophyllaceae* (по 6%). Среди споровых доминирует *Polypodiaceae* (88–91%). Также присутствуют споры зеленых мхов (2–7%) и плаунов (ед. зерна *Lycopodium complanatum*, *L. clavatum* и *L. pungens*). Подразделение палинозоны на две подзоны проведено на основании следующих изменений в составе СПС вверх по разрезу: сокращения участия древовидной березы и обеднения состава пыльцы трав. К тому же отличительной особен-

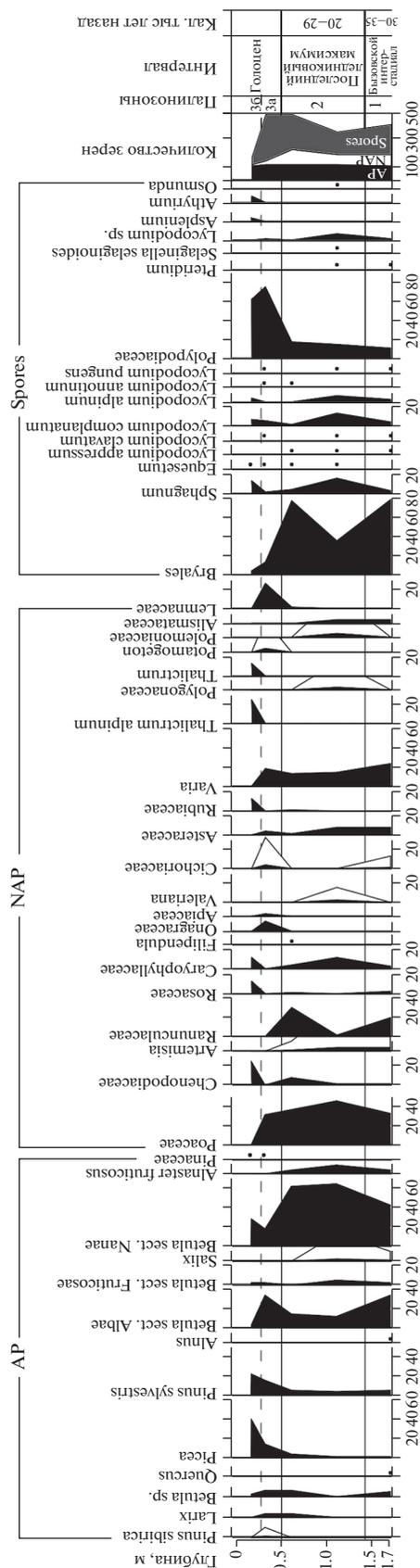


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений навеса Студеный.

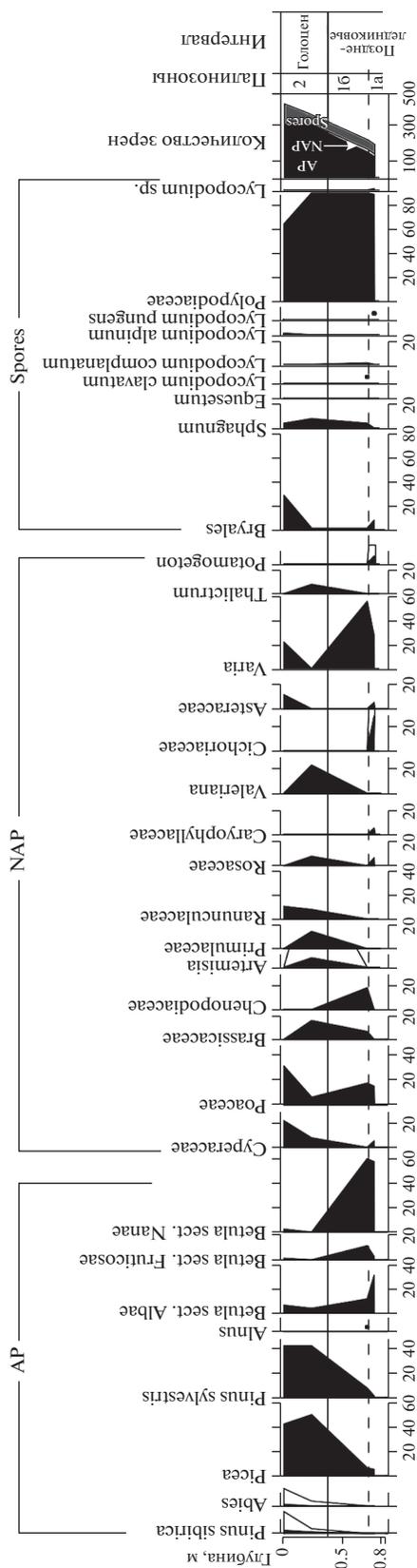


Рис. 7. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений ниши Филина.

ностью для подзоны 1а является пик пыльцы цикориевых, характерных для слабо задернованных грунтов.

В составе СПС ПЗ 2 (слой 1, гл. 0.3–0 м) сохраняются пропорции групп спор и пыльцы, но происходят значительные изменения процентных содержаний внутри групп. Намечается четкая тенденция к увеличению содержания пыльцы деревьев *Picea* sp. (43–51%), *Pinus sylvestris* (43–44%), *Betula* sect. *Albae* (4–7%), появляются единичные зерна *Abies* sp. и *Pinus sibirica*. Состав пыльцы трав и спор становится разнообразнее. Отличия касаются появления в группе трав пыльцы *Brassicaceae*, *Rosaceae*, *Primulaceae* и др., а среди спор – *Equisetum* sp. и *Sphagnum* sp.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Конец бызовского интерстадиала (среднего валдая)

Самый древний комплекс микромаммалий, датируемый концом бызовского (средневалдайского) интерстадиала (35–30 тыс. лет назад), найден в нижней части разреза навеса Студеного (слой 3). Фауна на 74% состоит из обитателей тундры, на 16% из интразональных видов, и 10% приходится на лесных полевок (рис. 8). Доминирование в составе фауны криогидрофильного вида – сибирского лемминга, предпочитающего увлажненные тундры с обилием мхов, свидетельствует о преобладании ландшафтов влажной моховой тундры, а присутствие лесных полевок говорит о наличии лесных островков или галерейных лесов в верховьях Печоры.

Палинологические спектры из этой части разреза указывают на произрастание в данном районе березовых редколесий по кустарниковой тундре. Наряду с кустарниковыми зарослями из березы, ольховника и ивы, повсеместное распространение также имели злаковые и маревые. Среди споровых растений доминировали зеленые мхи. Спектр отражает лесотундровый тип растительности и климат значительно холоднее, чем в настоящее время.

Климат среднего валдая был значительно холоднее, чем в более ранние межледниковые эпохи, например во время сулинского (микулинского) межледниковья. Для европейской части России в бызовское (средневалдайское) время выделяют несколько фаз изменения растительности. На северо-западе и северо-востоке в периоды потепления отмечалось развитие елово-березовых, елово-сосновых и березовых лесных формаций с участием широколиственных пород, а холодные периоды характеризовались развитием березовых редколесий с элементами ксерофитной перигляциальной флоры. В северо-восточной части наряду с ксерофитными ассоциациями были широко распространены болотно-тундровые формации, которые на северо-западе появились только в завершающей

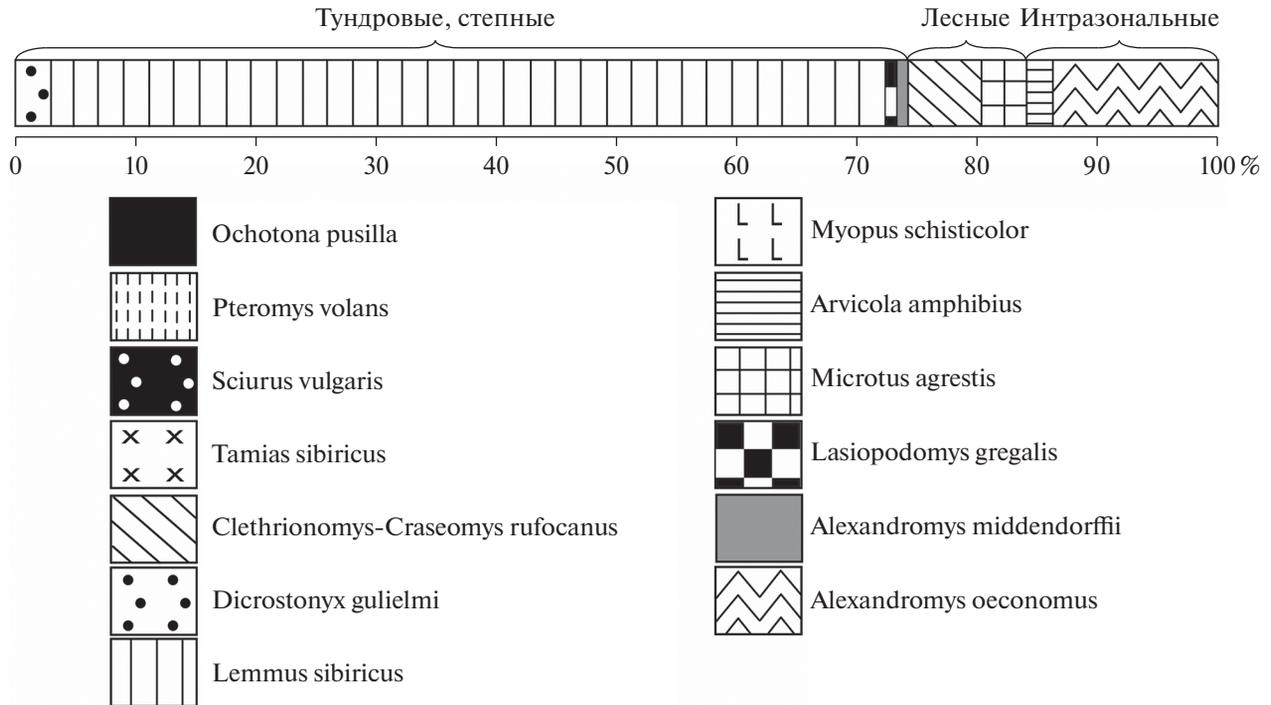


Рис. 8. Состав фауны грызунов (%) среднего вадая из навеса Студеного.

стадии средневалдайского интерстадиала. Также для северо-востока отмечается отсутствие климатических оптимумов, которые зафиксированы в северо-западной части (Арсланов и др., 1981; Спиридонова, 1983; Дурягина, Коноваленко, 1993; Марченко-Вагапова, 2012; Андреичева и др., 2015).

Последний ледниковый максимум

Фауна грызунов из слоя 2 навеса Студеного на 99% состоит из тундровых и тундростепных видов. От основания слоя вверх по разрезу наблюдается заметное изменение в соотношении остатков представленных видов (снизу вверх): доля копытного лемминга увеличивается с 52 до 70%, в то время как доля сибирского лемминга, наоборот, уменьшается с 27 до 10%. Доля остатков зубов узкочерепной полевки остается значительной (21 и 22%).

Фауна верхней части слоя 2 по составу и структуре схожа с фауной из бурого суглинка Б Медвежьей пещеры (рис. 9), которая датируется максимальной холодной стадией позднего вадая (примерно 22 тыс. кал. лет назад). Здесь на копытного лемминга приходится 74%, на узкочерепную полевку – 14%, на сибирского лемминга – 10%, на полевку Миддендорфа – менее 1% и на лесные виды – менее 2% (табл. 1) (Смирнов, 1996). Похожая картина наблюдается и в слое 6 Пымвашора (рис. 9), расположенного в 600 км к северу от лога Иорданского. Возрастной диапазон разных горизонтов

слоя 6 варьирует от 13 до 21 ¹⁴C тыс. лет (Смирнов и др., 1999; Svendsen et al., 2010), а по последним опубликованным радиоуглеродным датировкам по костям копытного лемминга варьирует от 15408–15946 до 25707–26807 кал. лет назад (Palkopoulou et al., 2016). Здесь на копытного лемминга приходится 89%, на сибирского лемминга – 9% и на узкочерепную полевку – 1%. Несмотря на то что местонахождение расположено в заполярном районе, где и в настоящее время также доминируют тундровые виды (неопубликованные данные сборов погадок в 1979 г. Б.И. Гуслицера и В.И. Кочева на р. Адзва и сборы И.В. Кряжевой в урочище Пымвашор в 2018 г.), в заключительную фазу валдайского оледенения микротериофауна западного склона Северного Урала и Большеземельской тундры имели общие черты. Качественные и количественные характеристики комплексов сравниваемых местонахождений схожи. Во всех случаях остатки копытных леммингов резко доминируют, причем зубы из всех сравниваемых выборок относятся к одной стадии развития зубной системы, представленной морфой 3 *Dicrostonyx gulielmi* (Смирнов и др., 1999; Пономарев, Puzachenko, 2015; Кряжева, Пономарев, 2019). Животные, относящиеся к этой эволюционной стадии, обитали в регионе примерно от 30 до 11 кал. тыс. лет назад. На втором месте по обилию остатков в отложениях Северного Урала находится узкочерепная полевка. Это животное практически индифферентно к низким температурам, однако предпочитает до-

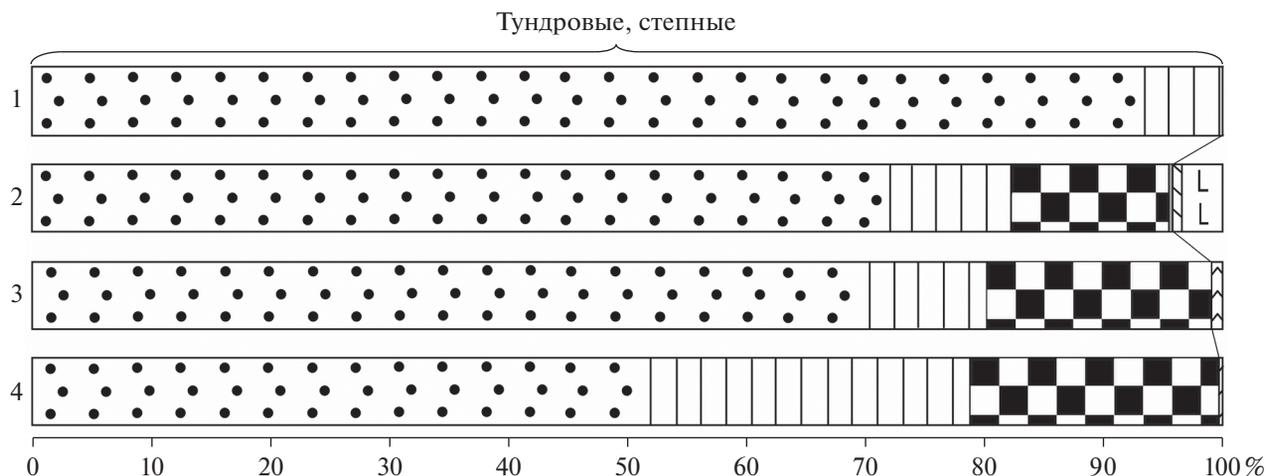


Рис. 9. Состав фауны грызунов (%) последнего ледникового максимума (LGM) из местонахождений Тимано-Северорусского региона.

1 – Пымвашор (слой 6), 2 – Медвежья пещера (бурый суглинок Б), 3 – Навес Студеный (слой 2, верхняя часть), 4 – Навес Студеный (слой 2, нижняя часть). Условные обозначения см. рис. 8.

статочны аридные условия и в настоящее время является обычным обитателем степей и тундр, причем в тундровой зоне она избирательно заселяет сухие местообитания. Высокая доля обитателей сухих тундр указывает на более холодный и сухой климат в верховьях Печоры во время седиментации этой части слоя 2 по сравнению с условиями формирования нижележащего слоя 3 навеса Студеного, где 69% остатков принадлежат сибирскому леммингу – обитателю заболоченных тундр.

Фауна грызунов из нижней части слоя 2 отражает переходную фазу развития природной среды от умеренно влажных холодных условий завершающейся стадии бызовского интерстадиала к более суровым – холодным и аридным условиям максимума последнего оледенения. Это выразилось в постепенной смене вида доминанта с сибирского лемминга на копытного, при этом общая доля тундровых и тундростепных видов в фауне грызунов не изменилась. Из чего можно заключить, что климат с окончания среднего валдая и на протяжении последнего ледникового максимума был холодным, меняясь от холодного влажного в конце бызовского интерстадиала к умеренно влажному арктическому и далее переходя в арктический сухой.

Палинологическими спектрами из этой части разреза зафиксированы наиболее холодные климатические условия. Ухудшение климатических условий вызвало исчезновение лесных растительных ассоциаций и распространение гипоарктических и арктических видов (*Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Salix* sp., *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *Selaginella selaginoides*). Среди трав господствующее положение занимали разнотравно-злаковые ассоциации, произрастали маревые и полыни. Спектры

отражают развитие тундровых арктических формаций и холодных степей в условиях сурового и сухого климата.

Сочетание перигляциальных тундровых и криофитных степных растительных ассоциаций было характерным для эпохи последнего оледенения на всей территории Восточной Европы, когда на огромных пространствах установилось господство холодного и сухого климата (Болиховская и др., 2001; Кольфсхотен и др., 2008; Гричук, Борисова, 2009; Андреичева и др., 2015; Величко и др., 2017). Так, в это время в растительном покрове центральной и южной частей Русской равнины отмечается абсолютное господство в спектрах пыльцы травянистых растений – злаков, полыней, маревых, что характеризует своеобразные ландшафты аридно-перигляциальных степей, не имеющих аналогов в современном растительном покрове Русской равнины (Болиховская и др., 2001; Величко и др., 2017). На севере и северо-востоке Восточно-Европейской равнины по немногочисленным палинологическим данным в эпоху максимального распространения материковых льдов доминировал перигляциально-тундровый тип растительности в сочетании со степными ассоциациями/группировкам. По объединенным палеобиологическим данным (териологическим и флористическим) для региона в последний ледниковый максимум реконструируются кустарниковая тундра и перигляциальная тундро-лесостепь (Гричук, 1989; Кольфсхотен и др., 2008; Барышников, Маркова, 2009; Гричук, Борисова, 2009).

Позднеледниковье

Фауна грызунов из слоя 3 ниши Филина на 77% представлена тундровыми и тундростепными

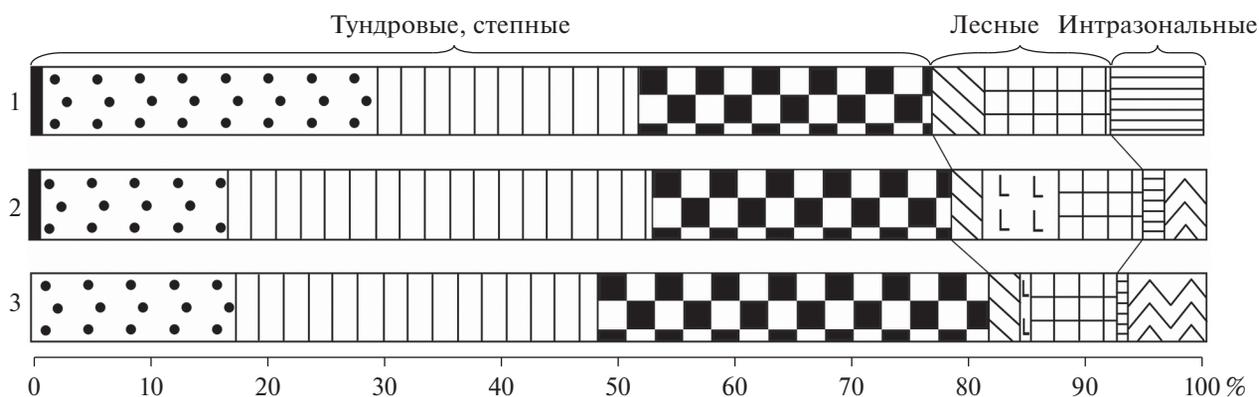


Рис. 10. Состав фауны грызунов (%) из позднеледниковых местонахождений Северного и Приполярного Урала. 1 – Ниша Филина (слой 3), 2 – Шугер-4 (слой 2 и 3), 3 – Медвежья пещера (бурый суглинок А). Условные обозначения см. рис. 8.

видами, на 15% лесными и на 8% интразональными. Аналогичные состав и структуру демонстрируют датированные позднеледниковые ассоциации грызунов из бурого суглинка А Медвежьей пещеры (14.2 кал. тыс. лет назад) и грота Шугер-4 на Приполярном Урале (13.7 кал. тыс. лет назад) (рис. 10). В комплексе остатков из бурого суглинка А Медвежьей пещеры 79% приходится на тундровые и тундростепные виды, 11% на лесные и 8% на интразональные (Гуслицер, Павлов, 1988). В микротериофауне из Шугер-4 77% приходится на тундровые и тундростепные виды, 17% на лесные и 5% на интразональные (Кряжева и др., 2012).

Палинологические спектры из этой части разреза ниши Филина указывают на преобладание в растительном покрове ерников – кустарниковых зарослей березы, с березовыми редколесьями и единичными деревьями ели. В травяном покрове преобладали злаковые и маревые. Среди споровых доминировали папоротниковые. Климатические условия были холоднее современных.

По данным авторов, на западном склоне Приполярного Урала в это время также произрастали тундроподобные ерниковые березовые заросли и травянистые ассоциации из разнотравья, злаков и маревых. Климат был значительно холоднее, чем сейчас, и, вероятно, напоминал современные климатические условия в пределах предгорных ерниковых тундр Полярного Урала (средние температуры июля 8–10°C, января (–20)°C, года ниже (–7)°C, сумма годовых осадков 400–500 мм; Голубева, Кряжева, 2020).

В это время на севере Восточной Европы были широко распространены перигляциальная кустарниковая тундра (севернее 61°–63° с.ш.) и перигляциальная лесотундра (59°–62° с.ш.) с участками тундростепи. Здесь произрастали ассоциации с *Betula nana*, *Salix*, *Ericales*, *Hippophae rhamnoides*, *Juniperus*, *Rubus*, *Helianthemum*, *Armeria*, *Sphagnum*, *Selaginella* при участии сосново-березовых и ело-

вых лесов (Арсланов и др., 1981; Гричук, 1982; Никифорова, 1982; Borisova, Zelikson, 1995; Velichko et al., 1997, 2002; Симакова, Пузаченко, 2008). Таким образом, состав и структура ископаемого комплекса остатков грызунов, палинологическая характеристика и положение в разрезе костеносного слоя, свидетельствуют о том, что накопление рыхлых отложений в основании разреза ниши Филина происходило в позднеледниковое время.

Голоцен

Состав и структура микротериофауны нижней и верхней частей слоя 1 ниши Филина существенно различаются, несмотря на то, что по литологическим признакам рыхлые отложения не имеют явных различий. В нижней части фауна на 55% представлена лесными видами, на 24% тундровыми и тундростепными и на 21% интразональными, в то время как в верхней части в ее составе присутствуют только лесные (57%) и интразональные виды (43%).

По составу и структуре фауна грызунов из нижней части слоя не похожа ни на один известный голоценовый комплекс мелких млекопитающих Тимано-Североуральского региона. В начале раннего голоцена (около 10.6 кал. тыс. лет назад) в фауне грызунов региона наблюдалась очень высокая доля тундровых и тундростепных видов (от 35 до 41%), затем около 9.5 кал. тыс. лет назад их доля сократилась до 10% (рис. 11) (Смирнов, 1996; Смирнов и др., 1999; Кряжева и др., 2012). Учитывая высокую долю тундровых и тундростепных видов в фауне грызунов из нижней части слоя 1 ниши Филина и положение в разрезе костеносного горизонта, можно предположить, что формирование нижней части слоя 1 ниши Филина происходило в один из периодов раннего голоцена, при переходе от тундроподобных ландшафтов к лесным.

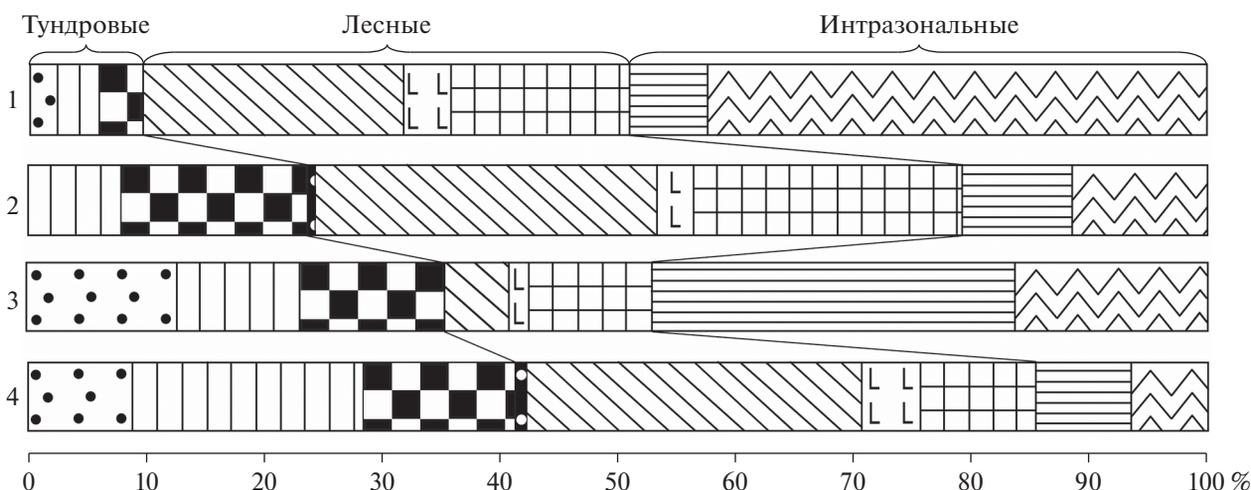


Рис. 11. Состав фауны грызунов (%) из раннеголоценовых местонахождений Тимано-Североуралья. 1 – Уса-2 (слой 2), 2 – Ниша Филина (слой 1, нижняя часть), 3 – Кожим-1 (слой 2), 4 – Медвежья пещера (слой зеленоватой сугли). Условные обозначения см. рис. 8.

Фауна грызунов из верхней части слоя 1 ниши Филина по составу и структуре имеет типичный лесной облик, характерный для многих позднеголоценовых и современных ассоциаций грызунов лесной зоны Урала и Тимана.

Микротериофауна слоя 1 навеса Студеного также состоит из лесных и интразональных видов грызунов и схожа со всеми известными современными комплексами грызунов верховьев р. Печора (Смирнов, Садыкова, 2003). Это типичная фауна темной хвойной средней тайги.

Палинологический спектр из нижней части разреза слоя 1 навеса Студеного указывает на произрастание в данном районе березово-еловых лесов с примесью сосны и лиственницы, с заболоченными участками и водоемами со стоячей или медленно текущей водой. В покрове лесов значительная роль принадлежала папоротникам.

Палинологические спектры из верхней части разреза ниши Филина и слоя 1 навеса Студеного очень похожи и указывают на четкую тенденцию к увеличению содержания пыльцы хвойных деревьев (ели, сосны), отмечается появление кедра и пихты. Состав пыльцы трав и спор становится разнообразнее, водные растения исчезают. Эти изменения в составе спектров позволяют сделать вывод о значительном потеплении климата, которое способствовало развитию хвойных сосново-еловых лесов с примесью кедра и пихты.

Надежно подтвержденные радиоуглеродным датированием палинологические данные по голоцену верховьев р. Печора получены при комплексном исследовании двух скважин Yak2 и Yak3, заложенных в районе пос. Якша, расположенного в 100 км к западу от лога Иорданского (Chéïma Barhoumi et al., 2020). Согласно этим палиноло-

гическим записям, в начале голоцена 11700–8200 кал. лет назад в Северном Предуралье была развита светлая хвойная тайга. В составе древостоев преобладали береза и сосна/ель. В середине голоцена, 8200–4200 кал. лет назад, в составе лесной растительности произошло перераспределение среди древесных пород: увеличилось участие ели за счет сокращения долей сосны и березы, появились кедр и пихта, что указывает на распространение темной хвойной тайги. С 4200 по 100 кал. лет назад в древостоях сосна вытесняла ель и кедр; постепенно увеличивались площади, занимаемые светлой хвойной тайгой вследствие участвовавших пожаров. В период 100 кал. лет назад по настоящее время резко увеличилось количество березы, свидетельствующее о значительном влиянии человеческой деятельности (лесозаготовок, сжигания лесов при расчистке территории) на окружающую среду.

ВЫВОДЫ

Комплексное палеозоологическое и палинологическое изучение спелеогенных отложений двух местонахождений пещерного типа в карстовом логе Иорданского в верховьях р. Печора (западный склон Северного Урала) – навеса Студеный и ниши Филина – позволило реконструировать специфические особенности животных и растительных ассоциаций в верховьях Печоры в конце среднего валдая, последнем ледниковом максимуме, в позднеледниковье и в голоцене (рис. 12).

В конце среднего валдая (35–30 тыс. кал. лет назад) на территории Печорского Урала были развиты ландшафты влажных моховых тундр с березовыми редколесьями, климат был значительно холоднее, чем в настоящее время. В составе микро-

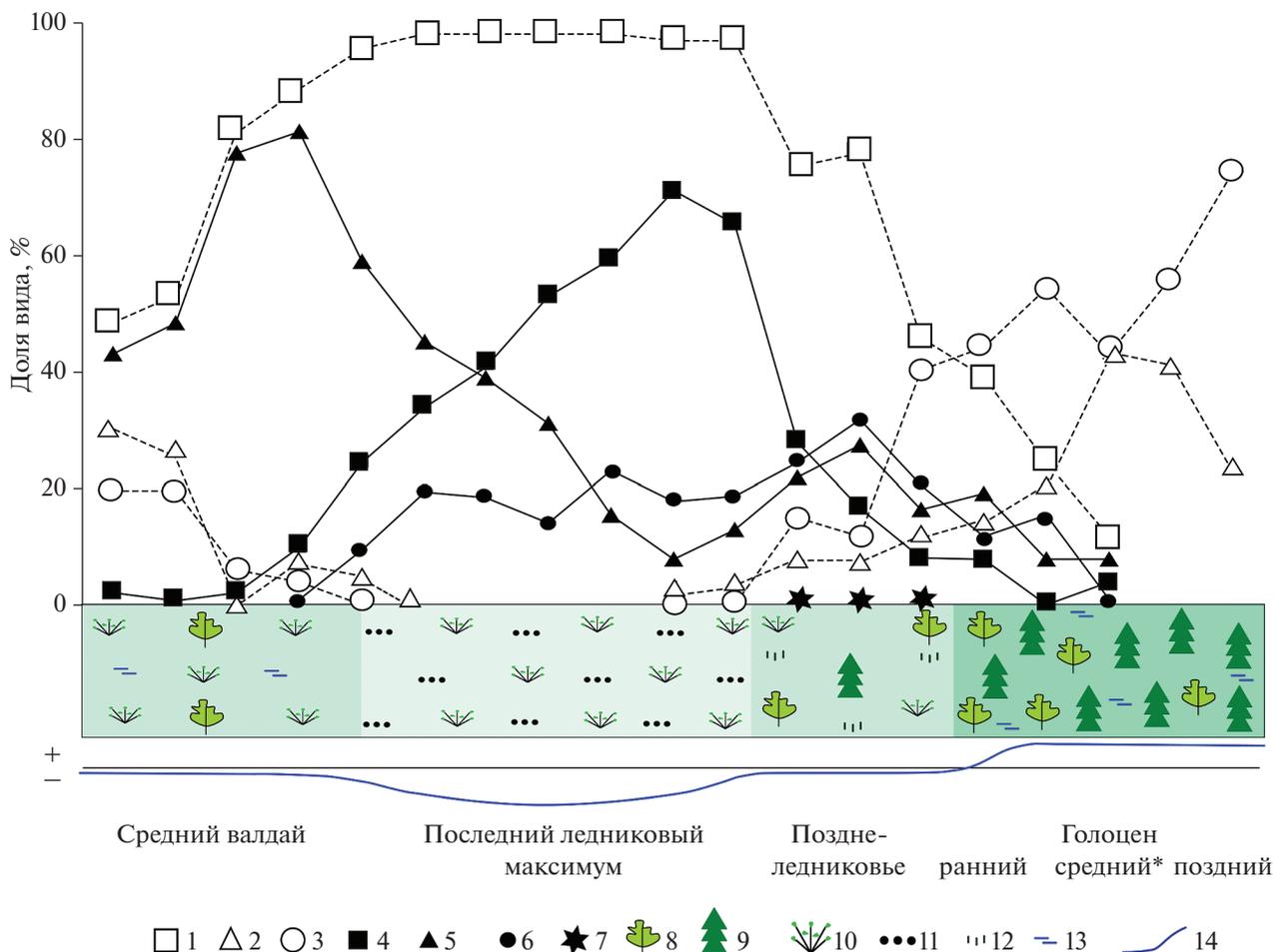


Рис. 12. Изменения фаунистических и флористических ассоциаций на западном склоне Северного Урала (верховья Печоры) с конца среднего валдая до позднего голоцена.
 1 – тундровые и тундростепные виды, 2 – лесные виды, 3 – интразональные виды, 4 – копытный лемминг, 5 – сибирский лемминг, 6 – узкочерепная полевка, 7 – полевка Миддендорфа, 8 – лиственные деревья, 9 – хвойные деревья, 10 – кустарники, 11 – степная растительность, 12 – разнотравье, 13 – влажность, 14 – температурная кривая. * Для построения диаграммы были использованы данные по среднему голоцену Приполярного Урала (грот Соколиный).

териофауны доминировал обитатель заболоченной тундры – сибирский лемминг. Лесные полевки населяли лесные островки в тундре и участки леса в долине р. Печора и ее притоках.

В переходный период от интерстадиала к максимуму последнего оледенения климат оставался холодным и умеренно влажным. В фауне грызунов произошла постепенная смена вида доминанта с сибирского лемминга на копытного.

В период максимума последнего оледенения произошло ухудшение климатических условий, которое выразилось в сильном похолодании и аридизации климата, что привело к процессу остепнения тундровых ландшафтов. Исчезли лесные ассоциации и распространились гипоарктические и арктические виды растений. Расцвет получили злаковые. В фауне грызунов доминировал экстремально криоксерофильный вид – копытный лемминг и узкочерепная полевка – вид, предпочитающий

холодные и сухие условия специфического плейстоценового биома – тундростепи.

В позднеледниковое время были распространены тундроподобные ерниковые заросли березы с березовыми редколесьями и единичными деревьями ели. Климат был значительно холоднее современного и, вероятно, напоминал современные климатические условия в пределах предгорных ерниковых тундр Полярного Урала. В фауне грызунов доминировали тундровые и тундростепные виды.

В начале голоцена в Северном Предуралье была развита светлохвойная тайга. В составе древостоев преобладали береза и сосна/ель. В фауне грызунов преобладали лесные виды. Доля тундровых и тундростепных видов была весьма значительной (24%).

В среднем и позднем голоцене на территории были распространены хвойные сосново-еловых леса с примесью кедра и пихты. Фауна грызунов состояла из лесных и интразональных видов.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы НИР “Эволюция биоты и среды ее обитания как основа расчленения и геологической корреляции осадочного чехла Печорской плиты и ее складчатого обрамления” № 1021062311460-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамсон Н.И., Лисовский А.А.* Полевки // Млекопитающие России: систематико-географический справочник. Ред. Павлинов И.Я., Лисовский А.А.М.: Товарищество научных изданий КМК, 2012. С. 220–276 (Сборник трудов Зоологического музея МГУ. Т. 52).
- Андреичева Л.Н., Марченко-Ваганова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В.* Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России. М.: ГЕОС, 2015. 224 с.
- Ануфриев В.М.* Рыжая (европейская) полевка // Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. Часть 1. СПб.: Наука, 1994а. С. 173–185.
- Ануфриев В.М.* Полевка-экономка // Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. Часть 1. СПб.: Наука, 1994б. С. 242–251.
- Ануфриев В.М.* Темная (пашенная) полевка // Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. Часть 1. СПб.: Наука, 1994в. С. 252–262.
- Ануфриев В.М., Бобрецов А.В.* Красно-серая полевка // Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. Часть 1. СПб.: Наука, 1994. С. 167–173.
- Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д.* О стратиграфии, геохронологии и изменении климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на северо-востоке Русской равнины. Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1981. С. 45–54.
- Астахов В.И.* О датировании палеоландшафтов среднего валдая // Пути эволюционной географии – 2021. Материалы II Всероссийской научной конференции, посвященной памяти профессора А.А. Величко (Москва, 22–25 ноября 2021 г.). М.: Институт географии РАН, 2021. С. 752–757.
- Барышников Г.А., Маркова А.К.* Глава 10. Основные териокомплексы в холодную эпоху позднего плейстоцена (карта 23) // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен–голоцен. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. С. 79–85.
- Болиховская Н.С., Гунова В.С., Соболев В.М.* Основные этапы развития перигляциальной растительности центра и юга Русской равнины в период существования мамонтовой фауны // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. М.: ГЕОС, 2001. С. 168–187.
- Большаков В.Н., Васильева И.А., Малеева А.Г.* Морфотипическая изменчивость зубов полевок. М.: Наука, 1980. 140 с.
- Бородин А.В., Коурова Т.П., Маркова Е.А.* Размерные характеристики щечных зубов лесных полевок *Clethrionomys (Craseomys) rufocanus*, *Cl. (Clethrionomys) glareolus*, *Cl. (Cl.) rutilus* (Arvicolinae, Rodentia) и их использование для видовой идентификации // Зоологич. журн. 2005. Т. 84. № 2. С. 236–244.
- Величко А.А., Борисова О.К., Захаров А.Л., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова Т.Д., Панин П.Г., Тимирева С.Н.* Смена ландшафтных обстановок на юге Русской равнины в позднем плейстоцене по результатам исследования лёссово-почвенной серии Приазовья // Изв. РАН. Сер. географ. 2017. № 1. С. 74–83.
- Верещагин Н.К., Кузьмина И.Е.* Раскопки в пещерах Северного Урала // Природа. 1962. № 3. С. 76–78.
- Головачев И.Б., Смирнов Н.Г., Добышева Э.В., Пономарев Д.В.* К истории современных подвидов узкочерепной полевки // Современные проблемы популяционной, исторической и прикладной экологии. Материалы конференции молодых ученых. Екатеринбург, 2001. В. 2. С. 49–57.
- Голубева Ю.В., Кряжева И.В.* Развитие растительности и микротериофауны в позднеледниковые и голоцене на территории национального парка “Югыд-ва” // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020. Т. 28. № 3. С. 148–160.
- Гричук В.П.* Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М.: Наука, 1982. С. 92–109.
- Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Гричук В.П., Борисова О.К.* Глава 9. Растительный покров. 9А. Поздний плейстоцен (карты 20–21) // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен–голоцен. Атлас-монография. М.: ГЕОС, 2009. С. 70–74.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д.* Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ ГЕОГРАФИЗ, 1948. 223 с.
- Громов И.М., Ербаева М.А.* Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Зайцеобразные и грызуны. СПб.: ЗИН РАН, 1995. 522 с.
- Громов И.М., Поляков И.Я.* Фауна СССР. Млекопитающие. Полевки (Microtinae). Т. 3. В. 8. Л.: Наука, 1977. 504 с.
- Гуслицер Б.И., Канивец В.И.* Пещеры Печорского Урала. М.: Наука, 1965. 134 с.
- Гуслицер Б.И., Павлов П.Ю.* Верхнепалеолитическая стоянка Медвежья пещера // Памятники эпохи камня и металла Северного Приуралья. Материалы по археологии Европейского Северо-Востока. 1988. Вып. 11. С. 5–18.
- Гуслицер Б.И., Павлов П.Ю., Панюкова Н.Н.* Биостратиграфия и возраст отложений пещеры Студеной на верхней Печоре // Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР. 1989. Вып. 73. С. 92–100.
- Дурагина Д.А., Коноваленко Л.А.* Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России. СПб.: Наука, 1993. 124 с.
- Кольфсхотен Т.ван, Маркова А.К., Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю.* Экосистемы максимального похолодания последнего оледенения (LGM) (<24–>=17 тыс. л. н.) //

- Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л. н.). М.: Товарищество научн. изд. КМК, 2008. С. 459–465.
- Кочев В.А.* Определение возраста четвертичных отложений по ископаемым остаткам копытных леммингов. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1984. 16 с. (Сер. препринтов “Новые научные методики”. Коми филиал АН СССР. Вып. 12).
- Кочев В.А.* Развитие фауны грызунов плейстоцена Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар: Геонаука, 1991. 83 с.
- Кочев В.А.* Плейстоценовые грызуны северо-востока Европейской части России и их стратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1993. 112 с.
- Кряжева И.В., Пономарев Д.В.* История фауны грызунов Северного Урала в позднем неоплейстоцене (данные палеонтологического исследования отложений навеса Студеного) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. № 12. С. 25–33.
<https://doi.org/10.19110/2221-1381-2019-12-25-33>
- Кряжева И.В., Пономарев Д.В., Кольфсхотен Т.ван, ван дер Плихт И.* История формирования современных сообществ млекопитающих Приполярного Урала // Экология. 2012. № 6. С. 434–441.
- Кузьмина И.Е.* Формирование териофауны Северного Урала в позднем антропогене // Тр. Зоологич. ин-та АН СССР. 1971. Т. 49. С. 44–122.
- Марченко-Ваганова Т.И.* Палинологическая характеристика средневалдайского интерстадиала (поздний плейстоцен) на Европейском северо-востоке России // Литосфера. 2012. № 1. С. 38–53.
- Никифорова Л.Д.* Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-Востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–162.
- Огнев С.И.* Звери СССР и прилежащих стран (звери Восточной Европы и Северной Азии). Т. 7. Microtinae. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 380 с.
- Ошуркова М.Н.* Описание пыльцы некоторых видов берез, произрастающих на территории СССР // Проблемы ботаники. В. 4. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 68–91.
- Петров А.Н.* Копытный лемминг // Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. Ч. 1. СПб.: Наука, 1994а. С. 202–212.
- Петров А.Н.* Обский, или сибирский, лемминг // Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. Ч. 1. СПб.: Наука, 1994б. С. 213–220.
- Петров А.Н.* Узкочерепная полевка // Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. Ч. 1. СПб.: Наука, 1994в. С. 236–241.
- Петров А.Н.* Мелкие млекопитающие (Insectivora, Rodentia) трансформированных и ненарушенных территорий восточноевропейских тундр. СПб.: Наука, 2007. 178 с.
- Пыстин А.Н.* Красная (сибирская) полевка. Фауна европейского Северо-Востока России. Млекопитающие. Т. II. Ч. 1. СПб.: Наука, 1994. С. 186–202.
- Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю.* Растительность в период межстадиальных потеплений беллинг–аллерд (<12.4–≥10.9 тыс. л. н.) // Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24–8 тыс. л. н.). М.: Товарищество научн. изд. КМК, 2008. С. 369–395.
- Смирнов Н.Г.* Разнообразие мелких млекопитающих Северного Урала в позднем плейстоцене и голоцене // Материалы и исследования по истории современной фауны Урала. Екатеринбург: Изд-во “Екатеринбург”, 1996. С. 39–83.
- Смирнов Н.Г., Садыкова Н.О.* Источники погрешностей при фаунистических реконструкциях в четвертичной палеозоологии // Четвертичная палеозоология на Урале. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2003. С. 98–115.
- Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Косинцев П.А., Панова Н.К., Коробейников Ю.И., Ольшванг В.Н., Ерохин Н.Г., Быкова Г.В.* Историческая экология животных гор Южного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 244 с.
- Смирнов Н.Г., Головачев И.Б., Бачура О.П., Кузнецова И.А., Чепраков М.И.* Сложные случаи определения зубов грызунов из отложений позднего плейстоцена и голоцена тундровых районов Северной Евразии // Материалы по истории и современному состоянию фауны севера Западной Сибири. Челябинск: Рифей, 1997. С. 60–90.
- Смирнов Н.Г., Андреева Л.Н., Корона О.М., Зиновьев Е.В., Головачев И.Б., Павлов П.Ю., Хуфхаммер А.К.* Материалы к характеристике биоты Приуральской Субарктики в голоценовом оптимуме // Биота Приуральской Субарктики в позднем плейстоцене и голоцене. Екатеринбург: Изд-во “Екатеринбург”, 1999. С. 23–60.
- Спиридонова Е.А.* Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 42–57.
- Astakhov V.I.* The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland // Quaternary Sci. Rev. 2014. V. 92. P. 388–408.
- Borisova O.K., Zelikson E.M.* Vegetation and climate of Eastern Europe during the Late Glacial Climate and environment changes of East Europe during Holocene and Late–Middle Pleistocene // Preprint of research materials for IGU 46 Conference “Global Changes and Geography”. М.: Institute of Geography RAS, 1995. P. 14–19.
- Chéïma Barhoumi, Adam A. Ali, Odile Peyron, Lucas Dugerdil, Olga Borisova, Yulia Golubeva, Dmitri Subetto, Alexander Kryshen, Igor Drobyshev, Sébastien Joannin.* Did long-term fire control the coniferous boreal forest composition of northern Ural region (Komi Republic, Russia)? // J. Biogeography. 2020. V. 47. Iss. 11. P. 2426–2441.
<https://doi.org/10.1111/jbi.13922>
- Golovachov I.B., Smirnov N.G.* The Late Pleistocene and Holocene rodents of the Pre-Urals Subarctic // Quaternary Int. 2009. V. 201. P. 37–42.
- Grimm E.C.* TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data // INQUA. Working Group on Data-Handling Methods. Newsletter. 1990. V. 4. P. 5–7.
- Kryštufek B., Tesakov A.S., Lebedev V.S., Bannikova A.A., Abramson N.I., Shenbrot G.* Back to the future: the proper name for red-backed voles is *Clethrionomys Tilesius* and not *Myodes Pallas* // Mammalia. 2020. V. 84. № 2. P. 214–217.

- Lagerholm V.K., Sandoval-Castellanos E., Ehrlich D., Abramson N.I., Nadachowski A., Kalthoff D.C., Germonpré M., Angerbjörn A., Stewart J.R., Dalén L.* On the origin of the Norwegian lemming // *Molecular Ecology*. 2014. V. 23. № 8. P. 2060–2071.
- Meulen A.J. van der.* Middle Pleistocene smaller mammals from the Monte Pegalia (Orvieto, Italy) with special reference to the phylogeny of *Microtus* (Arvicolidae, Rodentia) // *Quaternaria*. 1973. V. 17. P. 1–144.
- Palkopoulou E., Baca M., Abramson N.I., Sablin M., Socha P., Nadachowski A., Prost S., Germonpré M., Kosintsev P., Smirnov N.G., Vartanyan S., Ponomarev D., Nyström J., Nikolskiy P., Jass C.N., Litvinov Y.N., Kalthoff D.C., Grigoriev S., Fadeeva T., Douka A., Higham T.F.G., Ersmark E., Pitulko V., Pavlova E., Stewart J.R., Wegleński P., Stankovic A., Dalén L.* Synchronous genetic turnovers across Western Eurasia in Late Pleistocene collared lemmings // *Global Change Biology*. 2016. V. 22. Iss. 5. P. 1710–1721.
- Ponomarev D., Puzachenko A.* Evolution of occlusal shape of the first and second upper molars of Middle-Late Pleistocene collared lemmings (*Dicrostonyx*, Arvicolinae, Rodentia) in northeast European Russia // *Boreas*. 2015. V. 44. P. 741–759.
- Ponomarev D., Puzachenko A.* Changes in the morphology and morphological diversity of the first lower molar of narrow-headed voles (*Microtus gregalis*, Arvicolinae, Rodentia) from northeastern European Russia since the Late Pleistocene // *Quaternary Int.* 2017. V. 436. P. 239–252.
- Ponomarev D., Puzachenko A., Bachura O., Kosintsev P., van der Plicht J.* Mammal fauna during the Late Pleistocene and Holocene in the far northeast of Europe // *Boreas*. 2013. V. 42. Iss. 3. P. 779–797.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 calkBP) // *Radiocarbon*. 2020. V. 62. P. 725–757.
<https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- Svensden J.I., Heggen H.P., Hufthammer A.K., Mangerud J., Pavlov P., Roebroeks W.* Geo-archaeological investigations of Palaeolithic sites along the Ural Mountains – on the northern presence of humans during the last Ice Age // *Quaternary Sci. Rev.* 2010. V. 29. P. 3138–3156.
- Velichko A.A., Andrey A.A., Klimanov V.A.* Climate and vegetation dynamics in the Tundra and Forest Zone during the Late glacial and Holocene // *Quaternary Int.* 1997. V. 41/42. P. 71–96.
- Velichko A.A., Catto N., Drenova A.N., Klimanov V.A., Kremenetski K.V., Nechaev V.P.* Climate changes in East Europe and Siberia at the Late glacial-holocene transition // *Quaternary Int.* 2002. V. 91. P. 75–99.

Рецензенты Ю.А. Лаврушин, А.С. Тесаков

Changes in Faunal and Floristic Associations in the Pechora Urals from the End of the Middle Valdai to the Late Holocene

I. V. Kryazheva^{a, #}, D. V. Ponomarev^a, and Yu. V. Golubeva^a

^a *Institute of Geology of Komi Science Centre of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, Russia*

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

We studied micromammalian fauna and palynological spectra of the two cave-type localities in the Log Iordanskogo in the Northern Urals (Pechora-Ilych Nature Reserve): the Studyony canopy and the niche Filina. The accumulation conditions of cave sediments are reconstructed according to paleofaunal and palynological data. Assemblages of small mammal remains and spore-pollen spectra indicate the spread of shrubby swampy tundra with forest islands in the Upper Pechora region at the end of the Middle Valdai (Byzovaya interstadial, MIS 3) and tundra-steppe landscapes under conditions of progressive dryness of the climate during the Last Glacial Maximum. During the Late glacial, tundra-like shrubs prevailed and the climate was much colder than the modern one. The fauna of rodents was dominated by tundra and tundra-steppe species. In the early Holocene, climate warming has led to marked decrease of the role of xerophytic shrubs, which place was taken by birch-spruce-pine forests. In the rodent fauna, the proportion of tundra and tundra-steppe species has decreased by more than three times. During the late Holocene, dark coniferous forests with an admixture of fir and Siberian pine became widespread. Rodent associations acquired a typical taiga appearance, where the inhabitants of the forest accounted for more than half of all the remains (60–80%), but tundra species were absent.

Keywords: rodents, spore-pollen spectra, vegetation, Middle and Late Valdai, Last Glacial Maximum, Late glacial, Holocene, Northern Urals

УДК 551.89+550.93

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ТЕРРАСОВЫХ КОМПЛЕКСОВ РЕК ЧУЯ И КАТУНЬ, РУССКИЙ АЛТАЙ: ИСКЛЮЧАТЬ ЛИ САРТАНСКИЙ КРИОХРОН ИЗ ЭПОХ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР И КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПАВОДКОВ?

© 2022 г. А. Р. Агатова^{1, 2, *}, Р. К. Непоп^{1, 2}, П. Моска³, Б. Л. Никитенко⁴¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия²Уральский федеральный университет, Екатеринбург, Россия³Институт физики Силезского технологического университета, Гливице, Польша⁴Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: rnk@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 25.12.2020 г.

После доработки 09.03.2022 г.

Принята к публикации 01.04.2022 г.

В основу готовящейся новой версии стратиграфической схемы четвертичных отложений Алтае-Саянской горной области положены представления о катастрофических спусках плейстоценовых ледниково-подпрудных озер, происходивших ранее 90 тыс. лет назад (в МИС-5 и древнее). Полученные нами геохронологические (OSL, ¹⁴C) и палеонтологические данные свидетельствуют о необоснованности исключения сартанского криохрона (МИС-2) из эпох гляциогенных флювиальных катастроф на Алтае. В Чуйской впадине последнее катастрофически спущенное ледниково-подпрудное озеро существовало позднее 37 тыс. лет назад, Курайская впадина в МИС-2 заполнилась водой уже к ~25 тыс. лет назад и была осушена ~19–16 тыс. лет назад. Со спуском последнего ледниково-подпрудного Курайского озера коррелирует начало формирования разреза катафлювиально-озерных циклитов в долине р. Иня, правого притока р. Катунь, 17–16 тыс. лет назад (МИС-2). Ранее этот разрез был предложен в новую версию стратиграфической схемы Алтае-Саянской горной области в качестве парастратотипа катафлювиальной сальджарской толщи с возрастом МИС-5. Для отложений в бровке 70-метровой “сальджарской” террасы р. Катунь выше устья р. Чуя получены OSL даты 16–12 тыс. лет. Палеонтологические находки озерной фауны *in situ* позволяют пересмотреть представления об исключительно катафлювиальном генезисе сальджарских отложений 60-метровой террасы р. Катунь в устье ее левого притока р. Сема, а OSL дата 32 тыс. лет отложений в основании этой террасы указывает на начало их формирования не ранее конца МИС-3. Разрез, предложенный в качестве стратотипа постсальджарского малояломанского аллювия возрастом 90 тыс. лет, не отвечает требованиям Стратиграфического кодекса к стратотипу, поскольку контакт с сальджарской толщей в нем не вскрыт, генезис самих отложений спорный. В настоящий момент ¹⁴C и OSL даты сальджарской толщи и постсальджарского аллювия формируют два непересекающихся кластера – старше 90 и 35–12 тыс. лет, что может быть связано как с методическими особенностями датирования, так и с недостаточной геологической изученностью. Лишь одна из восьми IRSL и OSL дат ининской толщи, слагающей высокие (до 300 м) бары в долинах рек Чуя и Катунь, попадает в интервал МИС-6, что недостаточно для обоснования ее возраста как МИС-6 и старше. Для корректного построения стратиграфических схем нового поколения представляется необходимым не только наращивание массива дат, полученных разными методами, но и комплексный анализ датированных отложений ключевых разрезов.

Ключевые слова: плейстоцен, ледниково-подпрудные озера, катастрофические паводки, ининская и сальджарская толщи, террасы рек Чуя и Катунь, Русский Алтай, OSL, ¹⁴C, микропалеонтология

DOI: 10.31857/S0869592X22060023

ВВЕДЕНИЕ

Существующая Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Алтае-Саянской области (Решения..., 1983) была утверждена более сорока лет назад, в 1981 г.

В настоящее время, согласно решениям межведомственного рабочего стратиграфического совещания, проходившего 22–23 ноября 2018 г. в Новосибирске, секцией четвертичной системы Сибирской региональной межведомственной стратиграфической комиссии (СибРМСК) ведется разработка

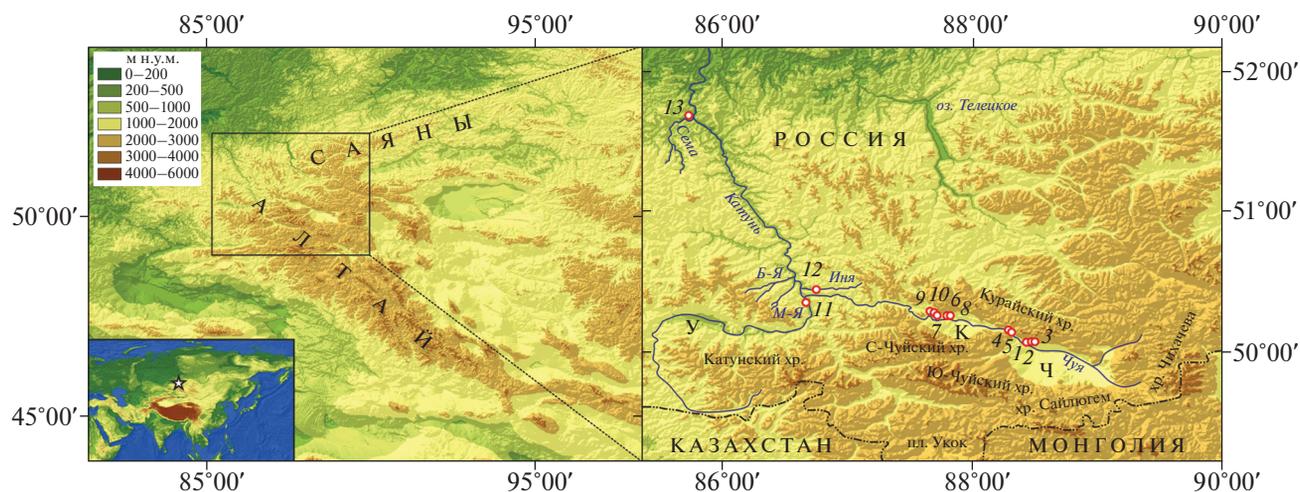


Рис. 1. Высокогорная часть Русского Алтая, во впадинах которой в плейстоцене формировались крупные ледниково-подпрудные озера.

Впадины: Ч – Чуйская, К – Курайская, У – Уймонская. Реки: М-Я – Малый Яломан, Б-Я – Большой Яломан. Цифрами обозначены рассмотренные в статье разрезы.

новой стратиграфической схемы этой горной территории в рамках парадигмы, рассматривающей террасовые комплексы магистральных долин Алтая и Саян как результат катастрофических гляциальных паводков. Считается, что паводки неоднократно возникали в плейстоцене при прорывах ледниково-подпрудных озер, формировавшихся в крупных высокогорных впадинах. Данная парадигма не является новой – возможность катастрофических прорывов озер Алтае-Саян отдельные исследователи позитивно рассматривали еще в 1960-е–1970-е годы, а с 1990-х годов, начиная с работ А.Н. Рудого и В.В. Бутвиловского, ее положения детально разрабатывались для Алтае-Саянской области многими отечественными и зарубежными исследователями. Однако по ряду объективных причин возможность ревизовать региональную схему появилась лишь в настоящее время. Подавляющее количество хронологических данных получено для Русского (Горного) Алтая (их актуальный для 2020 г. обзор приведен в работе (Herget et al., 2020)); для Чуйской, Курайской и Уймонской впадин, где формировались ледниково-подпрудные озера, и долин рек Чуя и Катунь, по которым проходили катастрофические паводки при прорывах этих озер (рис. 1). Тем не менее, несмотря на максимальную для горных сооружений Центральной Азии степень изученности отложений катастрофических гляциальных паводков Алтая, целый ряд принципиальных вопросов в рамках рассматриваемой парадигмы остается дискуссионным.

Один из таких вопросов – хронология формирования ининской и салджарской диллювиальных (катафлювиальных) толщ, слагающих высокие (до 350 м над урезом рек) и средние (до 60 м) террасы в магистральных долинах рек Чуя и Катунь и при-

устевых частях долин их притоков. С этой проблемой связаны и представления о времени последних флювиальных катастроф на Алтае. Именно они определяют направления поиска археологических памятников, возраст и сохранность которых напрямую связаны с осушениями впадин и прохождением катастрофических селей по долинам рек Чуя и Катунь.

В данной работе (1) рассматриваются существующие взгляды на возраст террас рек Чуя и Катунь и время последних флювиальных катастроф; (2) обсуждаются дискуссионные моменты в обосновании взглядов, принятых в качестве основы разрабатываемой стратиграфической схемы; (3) приводятся полученные после совещания 2018 г. данные о существовании и спусках ледниково-подпрудных озер позднее МИС-4 и влиянии этих процессов на рельеф и отложения впадин и долин Русского Алтая.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ВЗГЛЯДЫ НА ХРОНОЛОГИЮ ПАВОДКОВЫХ СОБЫТИЙ И ТЕРРАС РЕК ЧУЯ И КАТУНЬ

Представления о катастрофическом характере спуска ледниково-подпрудных озер и диллювиальном (катафлювиальном) генезисе плейстоценовых отложений в магистральных долинах Алтая являются преобладающими, хотя ряд российских исследователей полагает спуски Курайского и Чуйского палеоводоемов постепенными, а генезис отложений террас рек Чуя и Катунь – аллювиальным (Парначев, 1999; Окишев, Бородавко, 2001; Зыкин и др., 2011).

В то же время, как подчеркивалось выше, среди сторонников катастрофизма имеются разногла-

сия по поводу времени формирования отложений террас и прохождения последних катастрофических паводков.

Взгляды на возраст ининской и сальджарской толщ, слагающих высокие и средние террасы рек Чуя и Катунь, увязаны с весьма различающимися представлениями о количестве, возрасте и масштабах оледенения Алтая. Так, согласно схеме Е.В. Девяткина (1965) Алтай подвергся максимальному оледенению в среднем плейстоцене; из двух оледенений позднего плейстоцена последнее, сартанское в стратиграфических схемах Западной Сибири или МИС-2 по шкале SPECMAP, было минимальным по площади. Первоначально возрастные определения были относительными, со временем схема стала обосновываться TL и ^{14}C датами (Свиточ и др., 1978; Архипов и др., 1982). По В.В. Бутвиловскому (1993), А.Н. Рудому (1988) сартанское (МИС-2) оледенение, напротив, было максимальным (возможное существование предыдущих оледенений не отрицается, но их количество и возраст не обсуждаются). Хронологическими реперами послужили ^{14}C даты подстилающих морены отложений и покровного субэарального комплекса (Бутвиловский, 1993).

Соответственно, принимая за основу представления о максимальном масштабе последнего оледенения и опираясь на ^{14}C , OSL, ^{10}Be даты, Бутвиловский (1993), Рудой (2005), Herget (2005) и коллективы исследователей (Reuther et al., 2006; Gribenski et al., 2016) полагают, что катастрофические паводки происходили в сартанское (МИС-2) время. При этом, согласно (Herget, 2005), сальджарская толща представляет собой грубообломочные донные отложения, а ининская толща, сложенная преимущественно дресвяным материалом, формирует гигантские бары вдоль склонов долин.

Напротив, И.Д. Зольников с коллегами (Зольников, 2008; Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2016; Krivonogov et al., 2017; Deev et al., 2019 и др.), следуя схеме Девяткина (1965), считают, что ининская толща сформирована в МИС-6 и даже ранее в результате наиболее катастрофических паводков и коррелирует с максимальным среднеплейстоценовым оледенением, тогда как сальджарская толща соответствует МИС-4 либо даже МИС-5 и аккумулярована в ходе уже менее полноводных паводков в эпоху первого позднеплейстоценового оледенения. Предполагается, что в МИС-2 ледники второго позднеплейстоценового оледенения не выходили за пределы долин притоков, Чуйская и Курайская впадины ледниками не перекрывались и ледниково-подпрудными озерами не заполнялись, как следствие, гляциогенные флювиальные катастрофы в этот период не происходили (Зольников, 2008; Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников, 2011).

Позднее допускается, что в конце МИС-2, около 14 тыс. лет назад, в западной части Курайской впадины все-таки существовало небольшое ледниково-подпрудное озеро, спуск которого тем не менее не мог привести к аккумуляции дилювиальных толщ в долинах рек Чуя и Катунь (Зольников и др., 2016). Данные выводы поддерживаются ^{14}C , TL, OSL, IRSL датами.

Именно эта точка зрения, отрицающая существование в МИС-2 ледниково-подпрудных озер и флювиальных катастроф на Алтае и “забронированная” за этими катастрофами эпохи МИС-4–МИС-6 и, возможно, более ранние, была принята за основу новой стратиграфической схемы четвертичных отложений Алтае-Саянской области на межведомственном рабочем стратиграфическом совещании СибРМСК в ноябре 2018 г. (Новосибирск). Эта концепция детально изложена в многочисленных публикациях (Зольников, 2008, 2011; Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2010, 2016, 2021; Деев и др., 2012; Krivonogov et al., 2017; Deev et al., 2019 и др.). Ввиду того что она претендует на роль основной при формировании новой стратиграфической схемы Алтае-Саянского региона, в настоящей статье обсуждаются наиболее дискуссионные моменты в обосновании этой концепции.

ДИСКУССИОННЫЕ МОМЕНТЫ В ОБОСНОВАНИИ ДРЕВНЕГО (МИС-4–МИС-6 И СТАРШЕ) ВОЗРАСТА КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ПАВОДКОВ АЛТАЯ

Ининская толща

Ининская толща, слагающая высокие (до 300 м) террасы рек Чуя и Катунь, в рамках обсуждаемой концепции сопоставляется с наиболее древними гляциальными паводками Алтая. Тем не менее в настоящее время для нескольких ключевых разрезов ининской дилювиальной толщи разными исследователями дается их различное толкование и получен ряд заметно отличающихся дат, что не позволяет считать предлагаемую И.Д. Зольниковым с коллегами возрастную оценку – МИС-6 и древнее – единственно возможной для этих отложений.

Аккумуляция ининской толщи завершилась ранее 30.5 ± 2.4 тыс. лет назад. По данным (Panin et al., 2015a), это наиболее древняя из трех OSL дат субэарального покрова высокой террасы (а вернее, бара; см. Carling et al., 2002; Рудой, 2005; Herget, 2005 для объяснений разницы) в долине р. Катунь в районе устья р. Иня. Непосредственно из отложений высоких террас в приустевой части долины р. Чуя ранее была получена TL дата 148 ± 16.7 тыс. лет (МГУ–КТЛ-89; Свиточ и др., 1978). На упомянутом рабочем совещании СибРМСК в ноябре 2018 г. было принято реше-

ние об исключении TL дат, полученных до 1978 г., как невалидных, из будущей стратиграфической схемы. Тем не менее с этой TL датой совпала новая IRSL дата 152 ± 20 тыс. лет (RLQG 2207-093) отложений в основании Усть-Чуйского разреза в долине р. Катунь (Deev et al., 2019), которую исследователи посчитали единственной пока численной оценкой возраста ининской толщи. Однако ранее уже была получена IRSL дата из основания левобережного бара в долине р. Катунь выше устья р. Чуя, но значительно более молодая — 86 ± 16 тыс. лет (Herget, 2005, p. 31; датирование выполнено Г. Бергером в Desert Research Institute (Reno, Nevada) для образца П. Карлинга в 2000 г.), а также OSL даты 100 ± 13 и 125.3 ± 8.4 тыс. лет в районе устья р. Иня (Panin et al., 2015a) и 102.10 ± 8.8 , 128.8 ± 7.4 , 132 ± 11 , 73.2 ± 5.2 тыс. лет в районе устья р. Большой Яломан (Panin et al., 2015b). Последняя из дат (73.2 ± 5.2 тыс. лет), хотя и является инверсионной, А.В. Паниным с коллегами не отбраковывается, так как до проведения повторного массового датирования нет уверенности в валидности более древних дат из верхней части разреза — они могут быть удревнены за счет неполной засветки анализируемых зерен кварца перед их захоронением в осадке (Panin et al., 2015b). На проблему возможного удревнения люминесцентных дат дилювиальных толщ Алтая указывают и Хергет с коллегами (Herget et al., 2020).

Таким образом, если исключить из рассмотрения TL дату “старого поколения”, то на сегодняшний день ининская толща охарактеризована восемью заметно различающимися IRSL и OSL датами, из которых одна попадает в интервал МИС-4, шесть дат — в МИС-5¹ и только одна — в МИС-6, что явно недостаточно для обоснования возраста толщи как МИС-6 и старше и ее корреляции со среднеплейстоценовым оледенением. Подчеркнем, что А.В. Панин и Г.Я. Барышников (Panin, Baryshnikov, 2015) ининскую толщу в основании Усть-Чуйского разреза, где Деевым с коллегами (Deev et al., 2019) получена наиболее древняя IRSL дата, вообще не выделяют, полагая, что под урез р. Катунь здесь уходит сальджарская толща.

Вопрос вызывают и реконструкции масштаба среднеплейстоценового оледенения, по мнению (Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2010, 2016; Krivonogov et al., 2017) ответственного за максимальные паводки и формирование ининской толщи. Согласно (Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2010; Деев и др., 2012), среднеплейстоценовые Чаган-Узунский и Кызыл-

чинский ледники, берущие начало в Южно-Чуйском хребте, сливаясь, перекрывали западную часть Чуйской впадины и выходили на ее северную окраину, где поднимались вверх против уклона ледникового ложа вплоть до отметок 2250–2300 м н.у.м. По мнению цитируемых авторов, во фронте этого ледника шириной до 20 км, на южном склоне Курайского хребта сформировался канал прорыва вод среднеплейстоценового подпрудного бассейна, сохранившийся в рельефе в виде висячей долины, протягивающейся от бугров Бигдон до долины р. Балхаш. Каких-либо хронологических данных в поддержку своих палеогеографических построений авторы не привели. Отметим, что эта реконструкция не подтверждается анализом петрографического состава обломков — на южном склоне Курайского хребта отсутствуют валуны пород, характерных для Южно-Чуйского хребта и морен у его подножия, а “канал прорыва” имеет тектоническое происхождение (Агатова, Непоп, 2017). В более поздней публикации того же исследовательского коллектива (Krivonogov et al., 2017) размер среднеплейстоценового оледенения уже кардинально уменьшен до правой из двух моренных лопастей Чаган-Узунского палеоледника у подножия Южно-Чуйского хребта. Обоснованием среднеплейстоценового возраста лопасти послужила ее террасированность береговыми уровнями озера, существовавшего, по мнению авторов, в начале позднего неоплейстоцена (МИС-4). Опубликованные годом ранее (Gribenski et al., 2016) результаты ¹⁰Ве датирования моренных отложений этой же лопасти (~19 тыс. лет; усреднение по четырем ¹⁰Ве датам) в данной реконструкции не упоминаются и не обсуждаются². Ничего уже не говорится и о перегораживании среднеплейстоценовыми ледниками западной окраины Чуйской впадины и о канале прорыва, хотя по-прежнему подчеркивается максимальный размер оледенения и гляциогенных паводков в среднем плейстоцене. В свою очередь, отметим, что озерные уровни моде-

² Для подтверждения древнего (МИС-6) возраста оледенения, с которым И.Д. Зольников с коллегами связывают наиболее катастрофические паводки, в работах (Зольников, 2008; Зольников, Мистрюков, 2008; Krivonogov et al., 2017) привлечены TL даты (Шейнкман, 2002), как даты “нового поколения”. Однако эти даты, большинство из которых было опубликовано еще в 1990 г. (Шейнкман, 1990), не отвечают современным требованиям к численному датированию: отсутствует описание методики датирования; не указаны лабораторные номера образцов и лаборатория, где проведено датирование; в публикациях разных лет (Шейнкман 1990, 2002) для ряда образцов без объяснения изменены сами даты, их доверительные интервалы и места отбора, что отмечалось неоднократно (Михайлов, 2005; Agatova, Nepar, 2017). В силу характера ледниковой седиментации TL метод в целом является неподходящим для датирования морен (Непоп и др., 2011; Gribenski et al., 2016; Agatova, Nepar, 2017). Тем не менее TL даты из работ (Шейнкман, 1990, 2002) привлечены в качестве хронологической основы ледникового плейстоцена Алтая в новую версию стратиграфической схемы Алтае-Саянской области.

¹ Хергет с коллегами (Herget et al., 2020) ставят под сомнение как корректность OSL дат дилювия, попадающих в теплое Казанцевское межледниковье (МИС-5e), так и предлагаемое Паниным и коллегами (Panin et al., 2015b) объяснение этого факта инерцией дегляциации.

лируют и левую моренную лопасть Чаган-Узунского палеоледника, поэтому разделять моренные лопасти по возрасту на основании их террасированности необоснованно. В целом сохраняющаяся дискуссионность вопросов хронологии, количества и масштабов оледенений ЮВ Алтая (эти вопросы рассмотрены в статьях (Agatova, Neror, 2017; Herget et al., 2020; Ganyushkin et al., 2021)) не позволяют пока использовать противоречивые данные об оледенении для выводов о возрасте и степени катастрофичности гляциогенных паводков.

Немаловажно и то, что на рубеже средне- и позднплейстоценовой эпох оледенений произошла значительная тектоническая перестройка рельефа ЮВ Алтая: в среднем плейстоцене абсолютные высоты хребтов были ниже, рельеф менее расчлененным (Девяткин, 1965; Agatova, Neror, 2017), что несомненно оказывало влияние не только на масштаб оледенений, но и на параметры ледниково-подпрудных озер и паводков в МИС-6 и ранее, если таковые тогда возникали. К сожалению, тектонический аспект в обсуждаемой концепции древних гляциогенных паводков в горах Алтая также не учитывается.

Сальджарская толща

Большой массив ^{14}C , TL, OSL и IRSL данных в настоящее время получен для сальджарской толщи, в которой вырезаны средние (до ~60 м) террасы рек Чуя и Катунь, и перекрывающих ее отложений. Однако, как и в случае с ининской толщей, при обосновании ее возраста в работах (Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников, 2008, 2011; Зольников и др., 2016) большинство дат, полученных другими исследователями, и альтернативные трактовки генезиса датировемых отложений в конкретных разрезах (Барышников, 1992; Baryshnikov et al., 2015; Carling et al., 2002; Herget, 2005) не рассматривались. Несмотря на большее количество дат, их широкий разброс и различные генетические интерпретации отложений ключевых разрезов (см. (Herget et al., 2020) для обзора) указывают на неоднозначность определения возраста сальджарской толщи как МИС-4 (Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников, 2008, 2011) или даже старше, >80–90 тыс. лет, т.е. МИС-5 (Зольников и др., 2016; Зольников, Деев, 2021; Deev et al., 2019). В зоне влияния катастрофических паводков и развития сальджарской толщи (в Уймонской впадине она не установлена) сторонниками ее древнего (>80–90 тыс. лет) возраста в долине р. Катунь датированы лишь два разреза, в которых эта толща даже не вскрыта. При этом за пределами ^{14}C дата (>37.2 тыс. лет, (AA-79789)) костных остатков в слое алевропеска между субаэральным покровом и аллювием II надпойменной террасы Катунь у села Дубровка (Зольников, Деев,

2021) отнюдь не доказывает МИС-5 возраст сальджарской толщи. Отложения в устье р. Малый Яломан, трактуемые как наиболее древний постсальджарский аллювий³, охарактеризованы лишь одной IRSL датой – 89 ± 10 тыс. лет (RIS0-132543). По мнению Зольникова с коллегами (2016), эта дата ограничивает время формирования и самой сальджарской толщи, и таких специфических форм рельефа, как “ининский сад камней” и рябь течения, на поверхности средних террас Катунь. Именно эта единичная дата послужила поводом для значительного удревления возраста сальджарской толщи до МИС-5 и стала одним из основных аргументов для отрицания гляциальных суперпаводков в МИС-2 не только в долине р. Катунь, но и в долине р. Чуя (Зольников и др., 2016; Deev et al., 2019). Эта “постсальджарская” дата противоречит упомянутым выше IRSL и OSL датам 73.2 ± 5.2 , 86 ± 16 и 100 ± 13 тыс. лет более древней ининской толщи, ^{14}C дате 28730 ± 995 лет (не кал.) (СОАН-2301) костей мамонта в кровле катафлювиальной толщи (Барышников, 1992), полученным нами ^{14}C и OSL датам отложений средних террас в устьях рек Иня, Сема и на Усть-Чуйском участке р. Катунь (см. ниже), а также результатам ^{10}Be датирования валунов на поверхности бара в устье р. Малый Яломан и на днищах Курайской и Чуйской впадин. Продолжительность экспонирования этих валунов ограничивает прохождение по р. Катунь последнего катастрофического паводка из Чуйско-Курайской системы впадин рубежом ~18 тыс. лет (пересчитанные Грибенски и др. (Gribenski et al., 2016) ^{10}Be даты, полученные Ройтер с коллегами (Reuther et al., 2006)). Отметим, что современными геохронологическими данными (набором OSL дат) подкреплена и другая альтернативная точка зрения относительно характера и времени формирования сальджарской толщи: накопление отложений в целом происходило скорее постепенно, чем в результате одного катастрофи-

³ В качестве стратотипа постсальджарского Малояломанского аллювия И.Д. Зольников (2008) рассматривает отложения, вскрытые карьером на левом берегу р. Катунь в 900 м к юго-востоку от устья р. Малый Яломан. Однако контакт этих отложений и сальджарской толщи в данном разрезе не вскрыт. Напомним, что, согласно Стратиграфическому кодексу (2019), стратотип – эталон объема, границ и общей характеристики подразделения. Очевидно, что вследствие отсутствия стратиграфических границ данный разрез не может претендовать на стратотип постсальджарского Малояломанского аллювия, тем более что отсутствует и лимитотип – стратотип границы катафлювиальной сальджарской толщи и отложений, трактуемых И.Д. Зольниковым как врезанный в нее аллювий. Подчеркнем, что Ю. Хергет (Herget, 2005) считает эти же отложения образовавшимися в заключительную фазу катастрофического паводка, т.е. относит их к собственно катафлювиальным. В целом, актуальной является задача разделения отложений постпаводкового аллювия и заключительной фазы паводка, характеризующейся снижением скорости потока (что не исключает врезания в подстилающие отложения).

ческого события, и длилось несколько тысяч лет — от >14 до ~12 тыс. лет назад, т.е. в МИС-2 (Panin, Baryshnikov, 2015). Очевидно, что для решения этого дискуссионного вопроса необходим более тщательный подход к генетической интерпретации разрезов и дальнейшее датирование сальджарской толщи и перекрывающих ее отложений, поскольку к настоящему времени их абсолютные даты формируют непересекающиеся кластеры — ~90 и 35—12 тыс. лет. Без такого исследования сопоставление дилювиальной сальджарской толщи Алтая и пока недатированной улулгемской толщи Тувы и принятие возраста обеих толщ древнее 90 тыс. лет на основании единственной IRSL даты 89 ± 10 тыс. лет (Шпанский и др., 2020), на наш взгляд, было преждевременным.

ДИСКУССИОННЫЕ МОМЕНТЫ В ОБОСНОВАНИИ ОТСУТСТВИЯ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР И ФЛЮВИАЛЬНЫХ КАТАСТРОФ НА АЛТАЕ В МИС-2

Основные положения этой точки зрения были сформулированы в работах (Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников, 2008, 2011) исключительно на основе хронологических данных предшественников, при анализе которых, однако, в ряде случаев были допущены ошибки. Так, некалиброванные ^{14}C даты 35870 ± 490 (Beta-159972), 32190 ± 260 (Beta-137035 UM993) и 28730 ± 995 (СОАН-2301) лет приводятся в качестве обоснования досартанского (древнее МИС-2) возраста постозерных и посткатастрофических субаэральных отложений Алтая (Зольников, Мистрюков, 2008). Однако, согласно (Бородавко, 2003), дата 35870 ± 490 лет характеризует время быстрого снижения уровня ледниково-подпрудного озера в Чуйской впадине, а дата 32190 ± 260 лет — существование крупного, с уровнем не менее 1860 м н.у.м. (около 200 м глубиной), ледниково-подпрудного озера в Курайской впадине, т.е. обе даты свидетельствуют о заполнении впадин водой в МИС-3 и позже⁴. Кости мамонта возрастом 28730 ± 995 тыс. лет (СОАН-2301), по мнению авторов находки Г.Я. Барышникова и А.М. Малолетко, датируют включаю-

щие их отложения катастрофического паводка в составе Майминского вала в долине р. Катунь (Барышников, 1992; Русанов, Орлова, 2013), а отнюдь не более поздний субаэральный покров, как указано в монографии (Зольников, Мистрюков, 2008).

При формировании представлений об исключительно древнем возрасте дилювиальных толщ и флювиальных катастроф Алтая полностью выпали из рассмотрения уже опубликованные к тому времени даты плейстоценовых и постледниковых субаэральных отложений Чуйской и Курайской впадин и долин рек Чуя, Катунь, Иня из работ (Carling et al., 2002; Herget, 2005; Reuther et al., 2006 и др.). Не были учтены и результаты датирования субаэрального комплекса В.В. Бутвиловским, который подчеркивал, что ^{14}C даты постледниковых отложений “во всех случаях не превышают 10–12 тыс. лет, отвечая голоцену и позднеледниковью” (Бутвиловский, 1993, с. 11, даты не калиброваны). На основании массового радиоуглеродного датирования погребенных почв, торфов, кострищ, включений древесного угля, растительных остатков нами был получен такой же результат (Agatova et al., 2014, 2016, 2020a; Agatova и др., 2016; Nepor et al., 2020b).

В качестве одного из подтверждений отсутствия ледниково-подпрудных озер позднее МИС-4 рассматриваются и “равномерно распределенные по всей территории котловины” Чуйские палеолитические памятники, радиоуглеродное датирование которых могло бы помочь для постдатирования озер (Зольников, Мистрюков, 2008). Однако Деревянко и Маркин (1987) вполне определенно указывают на то, что 12 из 15 местонахождений являются нестратифицированными, т.е. каменный материал залегают на поверхности вне культурного слоя, а такие артефакты в принципе не могут быть датированы радиоуглеродным методом. Анализ гипсометрической позиции Чуйских памятников (Agatova, Nepor, 2017) показал, что все стратифицированные местонахождения залегают выше максимального озерного уровня 2100 м, т.е. их датирование не прольет свет на хронологию ледниково-подпрудных озер и катастрофических спусков. Расположение более древних (по технико-типологическим характеристикам) подъемных материалов на высоте около 2000 м н.у.м. не отрицает существование в Чуйской впадине озера до 250 м глубиной позднее либо синхронно с бытованием этих памятников, а позиция наиболее низких молодых артефактов допускает возможное наполнение впадины до уровня как минимум 1770 м в конце позднего плейстоцена—начале голоцена (Agatova, Nepor, 2017). Так как поздний палеолит на Алтае датирован широким возрастным интервалом 50–10 тыс. лет, сами по себе находки каменных орудий еще не “перечеркивают” существование озер во впадинах в МИС-2.

⁴ К сожалению, неточности в стратиграфической и площадной привязке обсуждаемых AMS ^{14}C дат есть и в самой работе (Бородавко, 2003). Дата 35870 ± 490 лет (Beta-15997) получена в урочище Камсуг не для отложений гравийно-галечных гряд, как указано в (Бородавко, 2003, с. 111), а для органогенного слоя в кровле подстилающих их отложений (Herget, 2005, р. 36; Herget et al., 2020), т.е. она предатирует существование и спуск озера в Чуйской впадине (валидность этой ^{14}C даты обсуждается в (Agatova et al., 2020a)). Дата 32190 ± 260 лет (Beta-137035 UM993) получена для включений органики в отложениях озерной террасы на высоте 1900 м в Чуйской впадине (Carling et al., 2002, р. 22–23), а не в Курайской впадине на высоте 1860 м (Окишев, Бородавко, 2001; Бородавко, 2003).

Детальное изучение разрезов и рельефа в долине р. Чуя между Курайской и Чуйской впадинами позволило Зольникову и Мистрюкову (2008) сделать вывод о том, что на протяжении оледенения Куектанарский ледник то перегораживал Чуйскую долину, то прорывался водами подпрудного Чуйского озера, а на завершающем этапе оледенения один или несколько гигантских паводков прошли по уже сформировавшейся поверхности Куектанарских моренных гряд в результате прорыва ледниковой плотины, подпруживавшей озеро в Курайской впадине. Временем последнего осушения обеих впадин авторы полагали МИС-4. Предпринятая затем попытка датирования морен Куектанарского ледника показала иной результат (Зольников и др., 2021; Деев и др., 2021): три OSL даты легли в интервал 30–25 тыс. лет, наиболее кондиционной из которых авторы считают одну – 24.3 ± 2.5 тыс. лет, попадающую в МИС-2, что, казалось бы, и определяет возраст последних паводков. Однако теперь сохранность морен, по мнению авторов, напротив, свидетельствует о том, что в эпоху последнего ледникового максимума (20–23 тыс. лет назад) и позднее катастрофических сбросов воды из Чуйской впадины не было, а озеро из Курайской впадины не достигало устья р. Куектанар. При этом никак не обсуждаются детально описанные ранее одним из соавторов разрезы ниже устья р. Куектанар и сделанные на их основании выводы о наличии следов гигантских паводков из обеих впадин в рельефе и отложениях Куектанарского участка долины р. Чуя (Зольников, Мистрюков, 2008), то есть вопросы генетической интерпретации этих разрезов, последовательности и хронологии выделенных в них событий по-прежнему открыты.

Интерпретация отложений ключевого разреза в Курайской впадине как постозерного аллювия (Зольников, 2011) – еще один дискуссионный момент в обосновании отсутствия ледниково-подпрудных озер в МИС-2: некалиброванная ^{14}C дата 20750 ± 220 лет (СОАН 4971) органогенного включения в отложениях, террасированном озером, в принципе не может характеризовать постозерный период. Ошибочность генетической интерпретации отложений как аллювия обсуждается ниже (см. описание разреза б). Отметим, что позднее этот же разрез И.Д. Зольников начал трактовать прямо противоположно – уже как типичные отложения прорывного паводка при спуске ледниково-подпрудного озера, но более древнего, чем МИС-2 (Krivonogov et al., 2017).

Таким образом, каких-либо бесспорных данных о постозерном и посткатафлювиальном морфолитоогенезе Курайской и Чуйской впадин ранее конца позднего плейстоцена–начала голоцена до настоящего времени нет. При этом сами исследователи, получив затем для озерных отложений в устье Курайской впадины (на высоте 1470 м н. у. м.)

OSL дату 14.4 ± 1.4 тыс. лет (RIS0-142565) (Зольников и др., 2016), отвечающую поздней МИС-2, объяснили формирование небольшого, по их мнению, Баратальского озера подпруживанием впадины Чибитским ледником. Однако на схеме Е.В. Девяткина (1965, рис. 45), которой придерживались И.Д. Зольников с коллегами, этот ледник соответствует отнюдь не долинному второму позднеплейстоценовому (МИС-2), а значительно более крупному первому позднеплейстоценовому (или МИС-4) оледенению. Чибитский ледник потому и спускался так низко – до 1200–1300 м н.у.м., что являлся выводным ледником огромного ледникового покрова, развивавшегося к северу от Курайского хребта. Для подпруживания в устье Курайской впадины даже небольшого мелкого озера Чибитский ледник должен был иметь толщину не менее 200–300 м, а питающий его покров – еще более значительную мощность. Поэтому привлечение выводного ледника такого покрова в качестве плотины небольшого водоема в самом конце сарганского криохрона и одновременное отрицание крупного оледенения и связанных с ним флювиальных катастроф в течение всей сарганской эпохи, включая ее максимум, является, на наш взгляд, явным противоречием в реконструкции, предложенной в работах (Зольников и др., 2016; Krivonogov et al., 2017). Кроме того, именно для временного рубежа около 14 тыс. лет назад в отложениях Курайской и Чуйской впадин зафиксированы свидетельства значительной деградации сарганского оледенения. В это время ледники уже отсутствовали у подножия Северо-Чуйского хребта (Blyakharchuk et al., 2008), а на западном склоне хребта Чихачёва они если и существовали, то располагались выше 2470 м н.у.м. (Agatova et al., 2016; Nepor et al., 2020b) – отметки, более чем на километр превышающей местоположение конечных морен Чибитского ледника.

В 2021 г. появились еще две OSL даты отложений Баратальского озера из того же разреза (Зольников и др., 2021). Зольников с коллегами предполагают его непрерывное существование без каких-либо спусков уже как минимум с 20 тыс. лет, по-прежнему считая дамбой Чибитский ледник, что кардинальным образом меняет их взгляды на масштаб оледенения Алтая в МИС-2. Однако выводной Чибитский ледник не мог подпруживать озера в Курайской впадине: он располагался значительно ниже и дальше по старой долине р. Чуя. Соответственно, датировать его по отложениям Баратальского озера неверно. Даже при столь значительной депрессии снеговой линии, вызывавшей покровное оледенение к северу от Курайского хребта, Курайскую впадину мог блокировать только долинный Маашейский ледник: он выходил из более высокого Северо-Чуйского хребта как раз в устье впадины, перегораживая и старую, и новую долины р. Чуя (Agatova et al., 2019; Agatova et al., 2020b).

При этом Чибитский и Маашейский ледники даже не соприкасались, на что указывает расположение их конечных морен. Очевидно, что реконструкция существования мощной ледовой подпруды далеко внизу в старой долине р. Чуя и небольшого озера в устье Курайской впадины уже в течение всей МИС-2 (Зольников и др., 2021) также не самая убедительная. На наш взгляд, ее авторы неизбежно придут к принятию крупного водоема, в МИС-2 заполнявшего всю Курайскую впадину (возможно, неоднократно), подпруженного Маашейским ледником до уровня не ниже 1650 м н.у.м. и спущенного около 19–16 тыс. лет назад (Агатова и др., 2019; Agatova et al., 2020b).

В целом же даже на момент формулирования взгляда об отсутствии ледниково-подпрудных озер и флювиальных катастроф на Алтае позднее МИС-4 или даже МИС-5 убедительных данных для его обоснования не было. К настоящему времени накоплено множество дополнительных фактов, свидетельствующих о том, что такие озера в конце позднего плейстоцена формировались, имели большую площадь и быстро осушались, а аккумуляция сальджарской толщи могла быть связана с их спусками.

ДАННЫЕ О СУЩЕСТВОВАНИИ И КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СПУСКАХ ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫХ ОЗЕР РУССКОГО АЛТАЯ В КОНЦЕ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА

Рассмотрим эти данные, в том числе ранее не публиковавшиеся, в направлении от впадин, где формировались озера, до среднего течения р. Катунь. Данные получены с применением геоморфологического, палеонтологического, геохимического, палеопедологического методов, ^{14}C и OSL методов датирования. Радиоуглеродное датирование проводилось в Институте географии РАН и Институте геологии и минералогии СО РАН, OSL датирование – в лаборатории люминесцентного датирования Института физики Силезского технологического университета, Польша.

Чуйская и Курайская впадины

Урочище Камсуг (разрез 1, $50^{\circ}03'31.3''$ с.ш.; $88^{\circ}26'34.3''$ в.д.; 1783 м н.у.м.).

В Чуйской впадине для установления нижнего хронологического рубежа последнего катастрофического спуска были датированы пролювиальные отложения, подстилающие рябь течения в урочище Камсуг (рис. 1, 2) (Agatova et al., 2020a). Обнажение расположено в нижней части донного поля – ряби течения (Carling et al., 2002; Бородавко, 2003; Hergert, 2005), залегающего в высотном интервале 1880–1760 м н.у.м. у подножия Курайского хребта в устье впадины (рис. 3). Это

наиболее протяженное по высоте поле ряби течения в пределах Чуйско-Курайской системы впадин. Его формирование, по всей видимости, могло быть вызвано быстрым падением уровня последнего ледниково-подпрудного озера в Чуйской впадине более чем на 120 м. Расположение поля в устье впадины, северо-восточное простираение дюн и падение слоев слагающего их обломочного материала в северо-западном направлении указывают на сброс озерных вод из Чуйской котловины в Курайскую.

Дилювий представлен косослоистым гравийно-валунно-галечным материалом мощностью 1.5–2.3 м. Угол падения слоев, образуемых за счет градации обломков по размеру, составляет $\sim 18^{\circ}$ и выполаживается в подошве толщи. Дилювий с несогласием залегает на пролювиальной толще, деформированной оползанием. Пролувиий видимой мощностью 0.9 м сложен слоями суглинков с включениями углефицированного органического материала, гравийных супесей, песков. Суглинки в кровле пролювия представляют собой горизонт [В] палеопочвы. Верхний органико-аккумулятивный горизонт [А] этой почвы ранее либо синхронно с перекрытием дилувием был эродирован, возможно, как и перекрывавшие почву озерные отложения. Почвенные процессы были представлены криогенезом и солифлюкцией, что свидетельствует о преобразовании поверхности древнего пролювия в условиях холодного и влажного климата позднего плейстоцена. Это наиболее древняя почва из известных сегодня в высокогорье Алтая.

Для почвенного органического вещества (ОВ) на контакте с рябью течения получена AMS ^{14}C дата 25.74 ± 1.56 тыс. лет назад (калиброванная⁵, ИГАН_{AMS}7821; Agatova et al., 2020a). Однако установленное нами переотложение палеоген-неогеновых органических отложений, послуживших материнским субстратом для почвы, не позволяет использовать эту дату для хронологических реконструкций, как и ранее полученную AMS ^{14}C дату 40.45 ± 1.04 тыс. лет назад (калиброванная, Beta 159972; Hergert, 2005). Значительный разброс дат для одного и того же горизонта подтверждает гетерохронный и гетерогенный характер ОВ. Присутствие пыльцы Lemna и Potamogeton четвертичного облика, а также большого количества спикул губок и водорослей (Botryococcus) среди непыльцевых палиноморф указывает на воздействие водной среды на переотложенный древний субстрат в плейстоцене.

Время формирования пролювия установлено OSL методом. Из слоя хорошо промытого песка в

⁵ Здесь и ниже приводятся ^{14}C даты, калиброванные с доверительным интервалом 2σ в программе CALIB Rev 7.1 (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>).

основании разреза получена OSL дата 37.0 ± 3.1 тыс. лет (GdTL 3424), указывающая на существование и катастрофический спуск последнего ледниково-подпрудного озера в Чуйской впадине позднее 37 тыс. лет (Agatova et al., 2020a). Ранее OSL дата ~ 28 тыс. лет была получена из суглинистого слоя в кровле пролювиальной толщи, однако отмечались низкие оптические свойства и низкая OSL чувствительность зерен кварца, что не позволило считать дату валидной (Herget, 2005).

Таким образом, OSL дата 37.0 ± 3.1 тыс. лет (GdTL 3424) является пока единственным достоверным нижним хронологическим репером последнего катастрофического спуска ледниково-подпрудного озера в Чуйской впадине. С ней согласуется ^{14}C дата 32190 ± 260 лет (UM993) (36.05 ± 0.59 тыс. лет назад (кал.)) органического включения в отложениях озерной террасы на высоте около 1900 м н.у.м. в юго-восточной части Чуйской впадины (Carling et al., 2002; Herget et al., 2020). В то же время валидность этой ^{14}C даты требует подтверждения вследствие широко распространенного переотложения палеоген-неогенового ОВ в пределах Курайско-Чуйской системы впадин.

Долина р. Ямантерек (разрез 2, $50^{\circ}03'30.4''$ с.ш.; $88^{\circ}31'26.7''$ в.д.; 1890 м н.у.м.).

Для постдатирования спуска ледниково-подпрудного озера в Чуйской впадине ниже уровня 1890 м получены ^{14}C даты древесных углей и включающего их субстрата в долине р. Ямантерек у подножия бугров Бигдон – форберга Курайского хребта (Agatova et al., 2020a) (рис. 1, 2). В левобережном береговом обрыве длиной 12 м и высотой 3 м вскрыты две толщи: 0–1.6 (1.8) м – пролювиальные и склоновые опесчаненные суглинки с субгоризонтальными прослоями дресвы и галек в

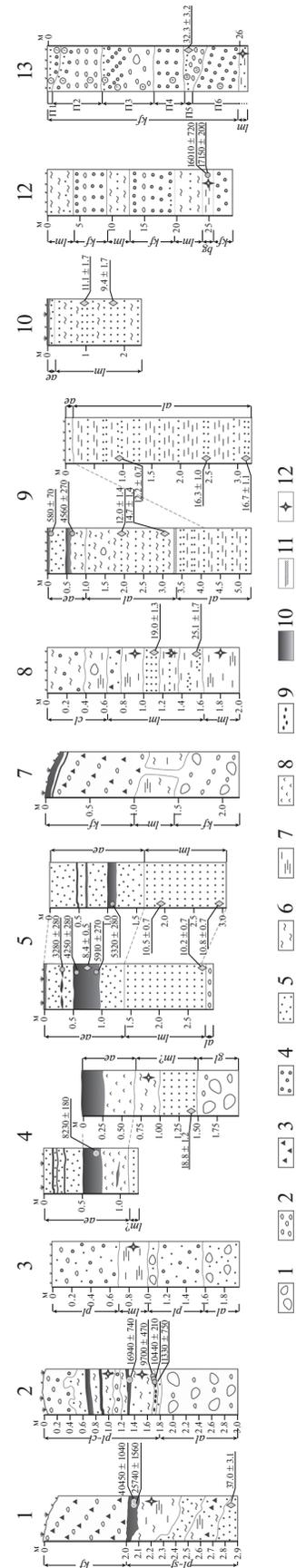


Рис. 2. Литологические колонки рассмотренных в статье разрезов и результаты датирования.

1 – валуны; 2 – гальки; 3 – дресва; 4 – гравий; 5 – песок; 6 – суглинок; 7 – глина; 8 – супесь; 9 – древесные угли; 10 – почвы (погребенные и современные); 11 – текстура размыва; 12 – отложения, для которых получены микропалеонтологические и/или палинологические характеристики. Типы отложений: *gl* – ледниковые, *lm* – озерные, *kf* – катафлювиальные (дилювий), *al* – аллювиальные, *pl* – пролювиальные, *pl-cl* – пролювиально-коллювиальные, *pl-sf* – пролювиально-солифлюкционные, *bg* – болотные, *ae* – субэаральные. Места отбора проб на датирование: круги – ^{14}C , ромбы – OSL. Значения OSL возраста указаны в тыс. лет. ^{14}C даты калиброваны с доверительным интервалом 2σ . В разрезе 1 ^{14}C дата 40450 ± 1040 (кал.) лет приведена по (Herget, 2005). Все остальные ^{14}C и OSL даты приведены по (Agatova et al., 2016, 2019, 2020a, 2020b; Neron et al., 2020a) либо приводятся в данной статье впервые. В разрезе № 13 пачки (П1–П6), соответствующие шести катафлювиальным циклам, и номера слоев (1–12) приведены по (Зольников, Миструков, 2008).

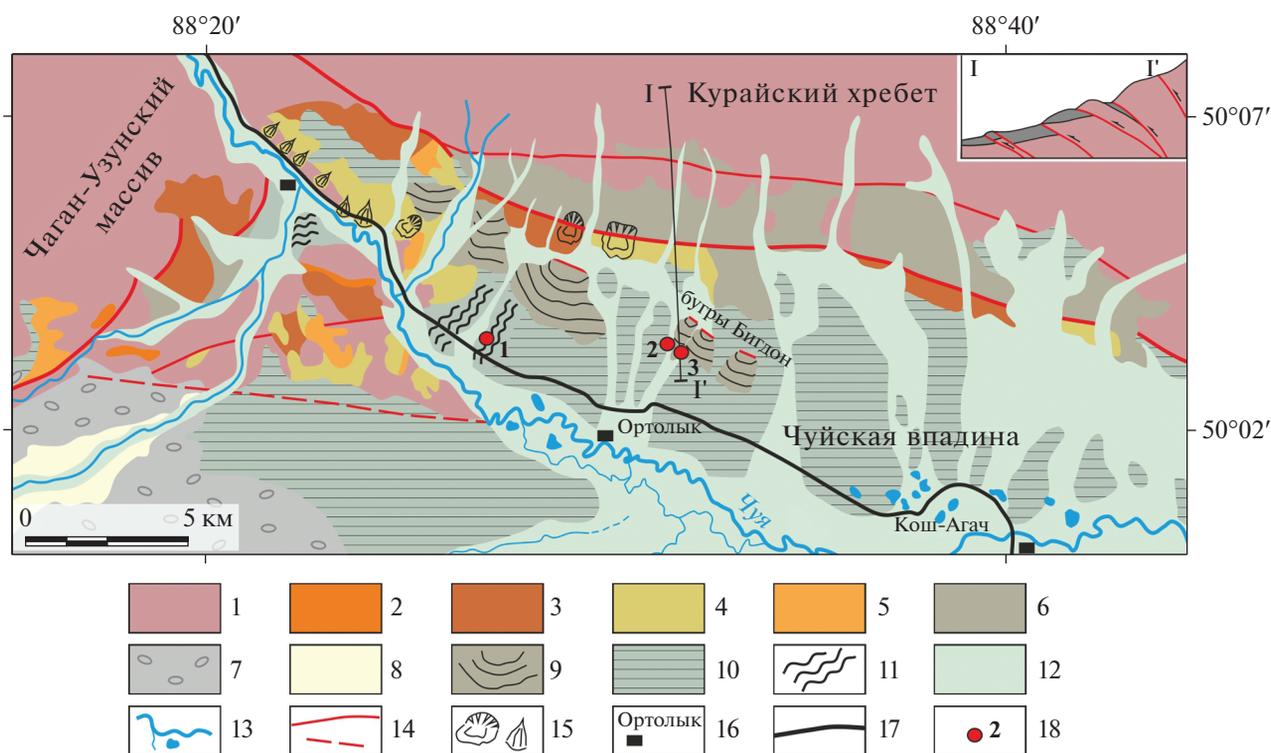


Рис. 3. Положение разрезов 1–3 в Чуйской впадине, по (Agatova et al., 2020a) на основе Геологической карты СССР 1 : 200000 (серия Алтайская, лист М-45-ХVII).

1 – докайнозойские породы; 2–5 – палеоген-неогеновые отложения (свиты): 2 – карачумская, 3 – кошагацкая, 4 – туерьская, 5 – кызылгирская; 6–8 – четвертичные отложения: 6 – раннеплейстоценовые аллювиально-пролювиальные, 7 – позднеплейстоценовые ледниковые, 8 – позднеплейстоценовые озерные; 9 – форберги Курайского хребта, сложенные палеоген-неогеновыми озерными и плейстоценовыми пролювиальными отложениями и террасированные водами плейстоценовых ледниково-подпрудных озер; 10 – плейстоценовые пролювиальные и среднеплейстоценовые (?) ледниковые отложения, террасированные водами позднеплейстоценовых ледниково-подпрудных озер; 11 – гравийные дюны (“рябь течения”), ассоциируемые с катастрофическим спуском ледниково-подпрудных озер; 12 – постозерные пролювиальные отложения, аллювиальные террасы и пойма р. Чуя; 13 – гидросеть; 14 – основные разломы; 15 – крупные обвалы и оползни; 16 – населенные пункты; 17 – федеральная трасса Р-256; 18 – положение и номера разрезов. Вставка иллюстрирует строение Курайского хребта по профилю I–I', по (Новиков, 2004). Серым цветом на вставке показаны нерасчлененные кайнозойские отложения. Переотложение палеоген-неогеновых отложений в условиях сильно расчлененного тектонического рельефа и размыва водами плейстоценовых ледниково-подпрудных озер привело к смешению органического вещества разного возраста и происхождения, в результате чего ^{14}C даты почв в разрезах 1 и 2 не отражают их истинный возраст.

песчаном матриксе, горизонтами палеопочв в средней части толщи и линзами гумусированного песка с большим количеством древесных углей в ее подошве; 1.6 (1.8)–3.0 м – аллювиальный валунный галечник. Три ^{14}C даты древесных углей и включающего их субстрата указывают на спуск ледниково-подпрудного озера ниже уровня 1890 м ранее 11–9 тыс. лет назад. Радиоуглеродный возраст залегающего выше по разрезу горизонта [В] погребенной голоценовой почвы – 16.94 ± 0.74 тыс. лет назад (кал.) (IGAN 6249) – удревнен за счет переотложения третичных и плейстоценовых отложений, слагающих форберг. В подтверждение этого вывода уже после выхода статьи (Agatova et al., 2020a) в образцах из палеопочвы в долине р. Ямантерек Б.Л. Никитенко обнаружены переотложенные, значительно измененные (ожелезненные и корродированные) ра-

ковины остракод, в том числе вида *Suaprinotus* ex gr. *baturini*, характерного для кошагацкой и туерьской свит (олигоцен–плиоцен) Чуйской и Курайской впадин (Тетерина, 2005, 2016). Найденная совместно с ними раковина плейстоценового вида *Limnocythere* cf. *inopinata* (MIS-13–современность), вероятнее всего, также переотлагалась. Раковина имеет сглаженную скульптуру и неровный, местами со сглаженными ущербинами, периферический край.

Вид *Limnocythere inopinata* – эвригалитный и эвритермный, часто обитает в приустьевых частях озер или на участках рек с течением. Он предпочитает небольшие глубины (первые метры), но встречается и на глубинах до 50–60 м, например, распространен в современной литорали Байкала и Хубсугула (Побережная, 2013). Находка единичной створки этого вида в осадках, переотложен-

ных в долину р. Ямантерек, не позволяет делать выводы об экологии плейстоценового водоема в Чуйской впадине, в отличие от комплекса остракод в долине р. Бекен.

Долина р. Бекен (разрез 3 (рис. 2), 50°03'20" с.ш.; 88°31'49" в.д.; 1895 м н.у.м.).

Озерно-дельтовые отложения, которые мы связываем с одним из длительно существовавших уровней ледниково-подпрудного озера ~1890 м н.у.м., залегают в долине р. Бекен у подножия бугров Бигдон на высоте 1895 м н.у.м. В слое зеленовато-серых суглинков, по всей видимости, испытывавших локальное переотложение, Л.Б. Хазиным по нашим образцам 2016 г. была идентифицирована ассоциация плейстоценовых холодолюбивых пресноводных видов остракод, аналогичная установленной в озерных отложениях Курайской впадины (Хазин и др., 2019; Agatova et al., 2020b). На переотложение указывает некоторая подавленность многочисленных раковин, однако присутствие хрупких личиночных форм свидетельствует о том, что переотложение не было далеким.

Долина р. Чуя в устье р. Куектанар.

В долине р. Чуя между Чуйской и Курайской впадинами в устье р. Куектанар неоднократно возникали условия для подпруживания стока р. Чуя: выдвигание Куектанарского ледника и сход гигантского сейсмообвала с противоположного, левого, склона долины р. Чуя, формирование конечно-моренного комплекса после дегляциации. Время существования и размеры подпрудных озер до сих пор являются дискуссионными вопросами.

Разрез 4 (50°09'36.2" с.ш.; 88°17'45.3" в.д.; 1730 м н.у.м.) расположен ниже устья р. Куектанар в бровке 14-метровой правобережной террасы во внутренней части Куектанарского моренного комплекса. Выше морены (взвешенные в песчано-алевритовом матриксе обломки разных размеров и окатанности — от галек до глыб) в эрозионном логу вскрыты (сверху вниз): пески мелкозернистые, неслоистые, с четырьмя палеопочвами, нижняя из которых наиболее мощная; супесь пылеватая, с линзовидно-расслоенной пятой палеопочвой (субаэральная толща, мощность 1 м); переслаивание песка серого и бурого мелкозернистого; суглинок белесый, бескарбонатный, с единичными четвертичными палиноморфами (*Larix*, *Picea*, *Pinus*, *Betula*, *Roaseae*, *Syrageae*) и переотложенной неогеновой пылью (*Tsuga*, *Alnus*, *Betulaceae*); пески мелкозернистые горизонтально-слоистые и крупнозернистые волнисто-слоистые (озерная (?) толща, 0.85 м). ¹⁴C возраст наиболее мощной палеопочвы — 8.23 ± 0.18 тыс. лет (кал.) (Agatova et al., 2016), OSL возраст песков на контакте с мореной 18.8 ± 1.2 тыс. лет (Agatova и др., 2021) (рис. 2).

Разрез 5 (50°08'31.9" с.ш.; 88°19'01.1" в.д.; 1726 м н.у.м.) расположен на правом обрывистом (5–6 м)

берегу р. Чуя выше устья р. Куектанар, в зоне распространения перевеянных с поверхности озерных песков. На плотно упакованном галечном валуннике — перемытой морене Куектанарского ледника — залегают (сверху вниз): пески мелкозернистые, с тремя горизонтами палеопочв, нижний из которых наиболее мощный (субаэральная толща, 1.4 м); пески средне- и мелкозернистые, горизонтально-слоистые (озерная толща, 1.4 м). Нижняя палеопочва формировалась в период около 6–4.3 тыс. лет назад (Агатова, Непоп, 2017), пески на контакте с аллювием — около 10 тыс. лет назад (Агатова и др., 2021). В 350 м на продолжении этой дюны вскрыт аналогичный разрез (рис. 2), для озерных песков которого также получены две OSL даты ~10 тыс. лет (Агатова и др., 2021). По данным (Деев и др., 2021), для подошвы озерной толщи в этой же части долины р. Чуя получены OSL даты ~16–15 тыс. лет.

Таким образом, озерная седиментация в устье р. Куектанар могла начаться уже ~19–18 тыс. лет назад. Формирование морен, а тем более самого Куектанарского ледника произошло ранее этого рубежа. С возможным перерывом около 16 тыс. лет назад озерная седиментация продолжалась в начале голоцена (около 10 тыс. лет назад) и закончилась не позднее 8.2 тыс. лет назад (¹⁴C возраст палеопочвы в разрезе 4). Это подтверждает и полученная нами OSL дата 8.35 ± 0.52 тыс. лет (GdTL-3754) для песчаных зерен кварца в нижней погребенной почве в разрезе 5 (рис. 2). Длительное формирование гумусового горизонта этой почвы происходило позднее, ~6–4.3 тыс. лет назад.

Вопрос о связи отложений возрастом ~19–18 тыс. лет в устье р. Куектанар с возможным существованием обвально-моренно-подпрудного озера в Чуйской впадине или с ледниково-подпрудным озером, заполнявшим в это время Курайскую впадину (Агатова и др., 2019; Agatova et al., 2020b), пока открыт. В южной части Курайской впадины OSL дата 18.2 ± 1.1 тыс. лет характеризует озерную террасу на отметке 1650 м (Panin et al., 2015c). В восточной части впадины в устьях рек Тыдтугем и Арыджан береговые озерные линии прослеживаются до высоты 1700–1750 м, поэтому простираение Курайского озера в долину р. Чуя до устья р. Куектанар с отметками 1725–1735 м н.у.м. около 19–18 тыс. лет назад вполне вероятно. В то же время очевидно, что уже к 8.2 тыс. лет назад обвально-моренная дамба в устье р. Куектанар больше не подпруживала озера выше по долине р. Чуя и тем более в Чуйской впадине (Agatova et al., 2016).

Курайский перевал (разрез 6, 50°09'10" с.ш.; 87°58'50" в.д.; 1570 м н.у.м.).

Существование, вероятно неоднократное, крупных ледниково-подпрудных озер в МИС-2 в Курайской впадине установлено OSL датирова-

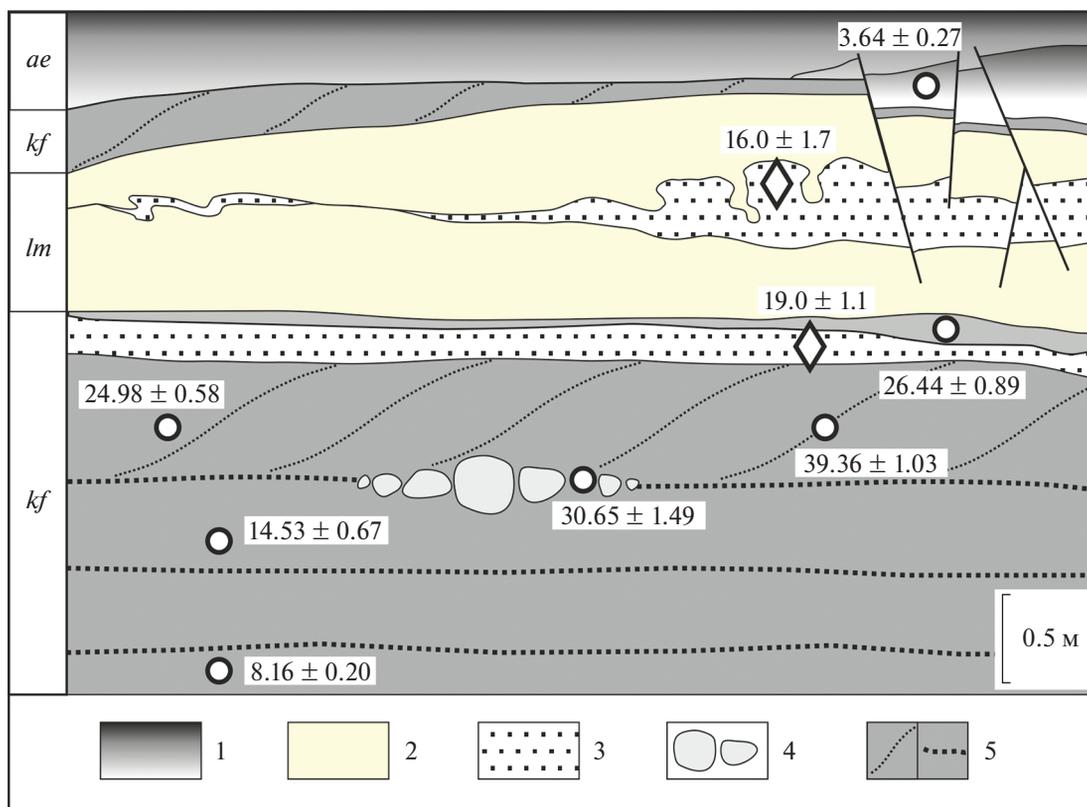


Рис. 4. Разрез 6 отложений аккумулятивно-абразионной озерной террасы (1750 м н.у.м.) в Курайской впадине и результаты их датирования по (Agatova et al., 2020b).

1 – суглинки щебнистые с погребенной почвой; 2 – суглинки опесчаненные с плитчато-блоковой текстурой, с редкими валунами и гальками зеленых сланцев и гранитов, содержат рыбу чешую и остракоды; 3 – пески средне- и мелкозернистые; 4 – линзы валунов, галек, фрагментов коры выветривания; 5 – песчано-гравийно-щебнистые отложения с градиционной косой и горизонтальной слоистостью, включают обломки палеоген-неогеновых глин и углей. Генетическая интерпретация отложений: dl – диллювиальные (катафлювиальные), lm – озерные, ae – субэаральные (пролювиально-делювиально-элювиальные). Места отбора образцов на датирование: ромб – OSL, круг – ^{14}C . Значения возраста указаны в тыс. лет.

нием отложений аккумулятивной озерной террасы на высоте 1650 м у подножия Северо-Чуйского хребта (Panin et al., 2015c), а также диллювиальных и перекрывающих их озерных отложений на высоте 1570 м на скальном форберге у подножия Курайского хребта в разрезе 6 (Агатова и др., 2019; Agatova et al., 2020b) (рис. 4). Даже при уровне на отметке 1650 м н.у.м., не являвшемся максимальным, озеро имело глубину около 170 м в центре Курайской впадины и 200 м в районе ледниковой дамбы в устье р. Маашея.

Геоморфологическое положение разреза 6 опровергает возможность его постозерного формирования в результате речного стока со склона хребта либо вдоль него: отложения террасированы озером и залегают на водоразделе форберга на обращенном к впадине склоне высоко над днищами огибающих его долин и самой впадины. Отложения в данной геоморфологической позиции могли накапливаться исключительно в субаквальных прибрежных условиях – во время существования и спуска глубоких озер.

Диллювиальные отложения в нижней части разреза представлены гравийниками, гравийно-галечниками, дресвяниками, слоями песков крупно- и среднезернистых, общей мощностью до 3–5 м. Нижняя часть толщи горизонтально-слоистая, верхняя – преимущественно косослоистая с линзами валунов и глыб в подошве. Толща содержит выветрелые обломки и фрагменты коры выветривания, большое количество включений углефицированного органического материала. Падение косой градиционной слоистости указывает на сток воды в западном направлении, к устью впадины. Численное моделирование показало, что в случае одномоментного разрушения ледяной дамбы скорость возникшего при осушении котловины потока была достаточной для перемещения обломков вдоль подводной части склонов и формирования косой слоистости в кровле диллювия (Agatova et al., 2020b). Множественное радиоуглеродное датирование органических включений продемонстрировало большой разброс (8–39 тыс. лет назад (кал.)) и инвер-

сию дат по разрезу (рис. 4), что не позволило опираться на них в возрастных оценках дилuvia, особенно принимая во внимание свидетельства переотложения палеоген-неогенового органического материала (Agatova et al., 2020b). OSL дата 19.0 ± 1.1 тыс. лет (GdTL-2590) кровли дилuvia свидетельствует о существовании и катастрофическом спуске ледниково-подпрудного озера в Курайской впадине в МИС-2.

На дилувии с несогласием залегают два горизонта опесчаненных суглинков общей мощностью до 50–80 см, с плитчато-блоковой либо массивной текстурой. Тонкая горизонтальная слоистость отмечена фрагментарно, преимущественно в подошве горизонтов. Суглинки включают редкие “взвешенные” валуны гранитов и гальки из размытой озером морены, тонким рваным чехлом перекрывающей форберг. Горизонты разделены косослоистым дресвяно-песчаным прослоем невыдержанной по простиранию мощности (от 1–2 до 20–25 см), часто волнистым, с OSL возрастом 16.0 ± 1.7 тыс. лет (GdTL-2591). Подошва суглинков резкая, субгоризонтальная, кровля на контакте с косослоистым галечником – размытая, субгоризонтальная либо волнистая. Суглинки содержат рыбу чешую и многочисленные раковины позднеплейстоценовых глубоководных пресноводных остракод *Leucocythere* sp. 1 и *Leucocythere* sp. 2, *Leucocythere dorsotuberosa* Huang, *Leucocytherella sinensis* Huang (Хазин и др., 2019; Agatova et al., 2020b), представленных и половыми диморфами, и личиночными формами.

На основании этих находок мы полагаем суглинки озерными. Раковины и створки остракод из этого разреза, в том числе наиболее хрупких личиночных форм, не несут следов механического воздействия (сохраняют скульптуру и острые края) и залегают *in situ*. Большое количество и отличная сохранность раковин остракод, а также рыба чешуя противоречат отнесению включающих их суглинков к суспензитам (одной из фаций катастрофических потоков), переотложенным склоновым образованиям либо субкавальной озерной морене. Находки раковин в суспензитах до сих пор не известны в силу разрушительного действия насыщенного обломками водного потока. Аккумуляция отложений с плейстоценовыми глубоководными остракодами на склоне форберга, сложенного выветрелыми среднедевонскими вулканогенными породами, возможна лишь в озерных, а не в субаэральных условиях. Сам форберг отделен от Курайского хребта понижением, что исключает переотложение на форберг субстрата со склона хребта. Процесс переотложения ни в рельефе террасы, ни в текстуре осадка не проявлен. Древние (досартанские) моренные отложения на поверхности форберга террасированы озером, т.е. морена была литифицирована задолго до его появления – она размывалась, а не

формировалась во время существования озера. Находки переотложенных остракод плохой сохранности в суглинках рассматриваемого разреза (Хазин и др., 2019; Agatova et al., 2020b) – также следствие размыва водами ледниково-подпрудного озера третичных отложений, выходящих на поверхность выше по склону.

Плитчато-блоковая текстура и фрагментарная сохранность слоистости осадка в кровле озерной террасы могут быть следствием резких колебаний уровня и быстрого осушения озера, последующих неоднократных промерзаний/оттаиваний и почвообразования. Подобные суглинки зафиксированы в северо-западной части Курайской впадины на протяжении 7 км в нескольких обнажениях в интервале высот 1650–1525 м н.у.м. (рис. 1, разрез 6–8), в каждом из которых суглинки содержат озерные остракоды, в двух – рыбу чешую (Agatova et al., 2020b). Эти отложения, даже испытав деформации в ходе спуска озера, не перестают указывать на озерные условия своего формирования. Таким образом, разрез на Курайском перевале, охарактеризованный палеонтологически, минералогически и геохронологически, свидетельствует о заполнении Курайской впадины водами ледниково-подпрудного озера в конце позднего плейстоцена (МИС-2 по шкале SPECMAP, четвертая ступень верхнего неоплейстоцена российской стратиграфической шкалы) и ее осушении ~19–16 тыс. лет назад (Agatova et al., 2020b).

Карьер у поселка Курай (разрез 8, $50^{\circ}14'07''$ с.ш.; $87^{\circ}56'40''$ в.д.; 1525 м н.у.м.).

Отложения, слагающие наиболее низкую (1525 м н.у.м.) аккумулятивно-абразионную террасу, вскрыты карьером у подножия форберга Курайского хребта в центральной части впадины (сверху вниз): суглинок опесчаненный гумусированный и суглинок карбонатный (современный почвенный профиль, 0.6 м); переслаивание суглинков буро-серых (белесых в сухом состоянии), аналогичных вскрытым в разрезе 6, и песков серых, среднезернистых, горизонтально-, косо- и линзовидно-слоистых (прибрежная озерная фация, 1 м); глины серо-зеленоватые, с пятнами и линзами ожелезнения (озерные отложения, видимая мощность 0.4 м). Суглинки двух нижних толщ содержат остракодовую фауну, водные непальцевые палиноморфы, средняя толща – рыбу чешую. OSL даты песчаных слоев 25.1 ± 1.7 тыс. лет (GdTL-3487) и 19.0 ± 1.3 тыс. лет (GdTL-3486) (рис. 2) подтверждают заполнение всей Курайской впадины ледниково-подпрудным озером в МИС-2.

Баратальский участок (разрез 9, $50^{\circ}15'05''$ с.ш.; $87^{\circ}41'37''$ в.д.; 1468 м н.у.м.; разрез 10, $50^{\circ}14'00''$ с.ш.; $87^{\circ}42'29''$ в.д.; 1480 м н.у.м.).

На Баратальском участке в устье Курайской впадины в разрезе 9 отражено аллювиальное осадконакопление, сменившее ледниково-озерное не

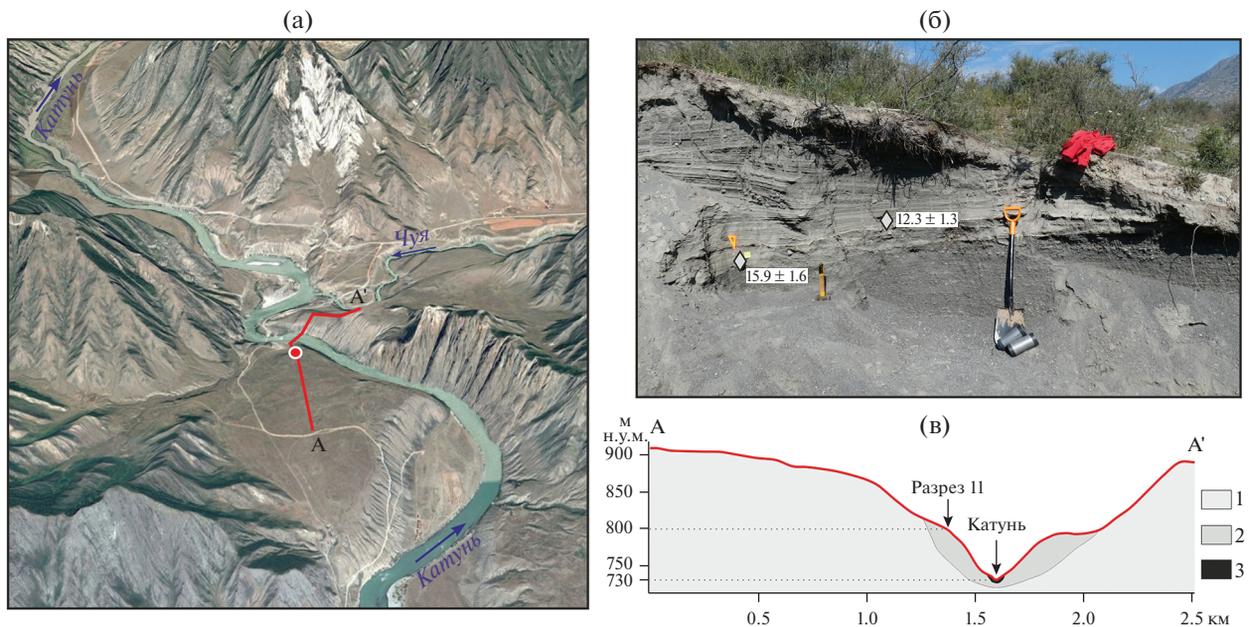


Рис. 5. Разрез 11 на Усть-Чуйском участке долины р. Катунь.

(а) – положение разреза (красный круг) в бровке средней (70 м) террасы, сложенной сальджарской толщей, и линия профиля, (б) – разрез и результаты его OSL датирования (в тыс. лет), (в) – поперечный профиль: 1 – высокие террасы, сложенные ининской толщей; 2 – средние террасы, сложенные сальджарской толщей; 3 – современный аллювий.

позднее 16 тыс. лет назад (Агатова и др., 2021) (рис. 2). Аллювий представляет собой толщу ритмично переслаивающихся глин и песков, толщина слоев глин уменьшается от 30–40 до 1–2 см к верхней части разреза, где они несут следы расстрескивания в субаэральных условиях.

Отложения Баратальского озера сохраняются в виде песчаных террас вдоль склонов долины р. Чуя (разрез 10) и вокруг скальных останцов в западной части впадины (Neror et al., 2020a). Уровень озера, скорее всего, не превышал 1480–1490 м н.у.м.; вероятно, он контролировался размытой фронтальной мореной Маашейского ледника на днище старой долины р. Чуя и его же мореной либо обвалом в новой долине р. Чуя. Возможно, первоначально сток из озера шел в старую долину (сохранился врез во фронтальной части морены), однако разрушение дамбы в новой долине привело к спуску озера и окончательному оформлению стока р. Чуя. Подчеркнем, что моренно-подпрудное озеро в районе устья р. Баратал было локальным и кратковременным, поэтому применять название “Баратальское” к ледниково-подпрудным озерам, заполнявшим всю Курайскую впадину в МИС-2, некорректно. В разрезах устьевой части впадины необходимо разделять осадки крупных сартанских водоемов, занимавших Курайскую впадину целиком, и локального Баратальского озера, существовавшего на рубеже плейстоцена и голоцена лишь в устье впадины.

Долина р. Катунь выше устья р. Чуя (разрез 11, 50° 26' 46.1" с.ш.; 86° 54' 18.9" в.д.; 820 м н.у.м.)

Катастрофические гляциальные сели, сходившие по р. Чуя, в месте ее впадения в р. Катунь проникали и в долину последней (Бутвиловский, 1993; Vohorquez et al., 2019), сформировав высокие и средние террасы на протяжении более 15 км. Средние террасы рек Чуя и Катунь в месте их слияния, согласно (Зольников, Мистрюков, 2008, рис. 24), сложены сальджарской толщей. В бровке средней террасы р. Катунь выше места слияния в 70 м над урезом реки из линзы видимой мощностью около 1.5 м песков средне- и мелкозернистых, с прослоями дресвы и гравия, залегающей на параллельно-слоистом дресвянике, получены OSL даты 15.9 ± 1.6 тыс. лет (GdTL-3898) и 12.3 ± 1.3 тыс. лет (GdTL-3897) (рис. 5). OSL дата ~12 тыс. лет для этих отложений получена и в Университете Инсбрука, Австрия (доклад Ю. Хергета на конгрессе INQUA в 2019 г. в Дублине, Ирландия). Ю. Хергет полагает датированные отложения катафлювиальными. Мы склоняемся к их интерпретации как части комплексной сальджарской толщи, состоящей из отложений крупных паводков и “обычных” озерно-аллювиальных отложений, либо постсальджарского аллювия. В любом случае, эти даты показывают, что врезание р. Катунь на 60–70 м в сальджарскую толщу в районе устья р. Чуя началось значительно позднее 90 тыс. лет назад.

Долина р. Иня (разрез 12, 50°26'46.1" с.ш.; 86°54'18.9" в.д.; 820 м н.у.м.)

С OSL датой 16.0 ± 1.7 тыс. лет (GdTL-2591) отложений последнего ледниково-подпрудного озера в Курайской впадине хорошо коррелируют полученные нами две ^{14}C даты в основании дилювиальной толщи в долине р. Иня. Устье долины этого правого притока р. Катунь перегорожено высоким баром, сформировавшимся при прохождении наиболее мощных гляциальных паводков по магистральной долине р. Катунь. Такое подпруживание создало условия для неоднократного формирования вторично-подпрудных озер в долине притока. В овраге на левом берегу р. Иня в 3.3 км от ее устья расположен разрез, считающийся ключевым для понимания количества и возраста катастрофических паводков, которые проходили по долинам рек Чуя и Катунь: три пачки отложений вторично-подпрудных озер (алевриты с прослоями песка и дресвы) разделены толщами дилювия (параллельно-слоистые дресвяники с редкими галечными слоями, переслаивание алевритов, дресвяно-галечников) (рис. 2). Разрез описан практически всеми исследователями четвертичной истории Алтая, наиболее детально – в монографии (Зольников, Мистрюков, 2008).

Данный разрез служил стратотипом озерных и ледниковых отложений эпох деградации нескольких ранне- и среднечетвертичных оледенений в существующей региональной стратиграфической схеме (Решения..., 1983; Борисов, Чернышева, 1987), но в настоящее время предложен в качестве парастратотипа дилювиальной сальджарской толщи, возраст которой принимается как МИС-4 (Зольников, Мистрюков, 2008) либо даже древнее (Зольников и др., 2016; Зольников, Деев, 2021; Deev et al., 2019) и сопоставляется с первым позднеплейстоценовым оледенением.

Для пачек озерных отложений получены TL (Борисов, Чернышева, 1987), ^{14}C (Барышников, 1992), IRSL (Carling et al., 2002), OSL (Panin et al., 2015a) даты. За исключением TL дат “старого поколения” со значениями 90–100 тыс. лет, все остальные даты локализованы в интервале 27–15 тыс. лет (табл. 1).

П. Карлинг (Carling et al., 2002) и Ю. Хергет (Herget, 2005) считают, что нижняя пачка озерных алевритов в долине р. Иня начала накапливаться одновременно с формированием гигантского бара в магистральной долине р. Катунь уже в ходе первого паводка, средняя и верхняя пачки – при последующих паводках, перехлестывавших через бар либо проходивших через эрозионную прорезь в нем (рис. 6). Эти исследователи опираются на некалиброванные ^{14}C даты карбонатных конкреций верхней и средней озерных пачек (Барышников, 1992), а также IRSL дату средней пачки (Carling et al., 2002) и считают, что формирование

этих отложений произошло в МИС-2. В работе (Herget et al., 2020) авторы оперируют уже калиброванными ^{14}C датами. И.Д. Зольников (Зольников, 2008, 2011; Зольников, Мистрюков, 2008) полагает, что комплекс высоких террас р. Катунь, заблокировавших долину притока, сложен ининской толщей (МИС-6), аккумулятивные террасы в долине р. Иня – сальджарской толщей (МИС-4), т.е. он разделяет время их формирования значительным временным интервалом (рис. 6). И.Д. Зольников, напротив, интерпретирует карбонатные конкреции в озерных пачках как постседиментационные образования, а их некалиброванные ^{14}C даты как время осушения последнего вторично-подпрудного озера около 22–23 тыс. лет назад, что, по его мнению, исключает позднеюрмский (МИС-2) возраст последнего гигантского гляциального паводка. Делая такой вывод, Зольников и в этих, и в последующих своих работах не учитывает хронологические данные из публикаций (Carling et al., 2002; Herget, 2005), в данном случае – IRSL дату 22.4 ± 2.3 тыс. лет, которая характеризует непосредственно время накопления средней озерной пачки, и это время – МИС-2. Полученные позднее три OSL даты – по одной для каждой из озерных пачек – в интервале 24–15 тыс. лет (Panin et al., 2015a) подтвердили это определение (табл. 1). Более древние по сравнению с OSL датами значения калиброванных радиоуглеродных возрастов для средней и верхней пачек А.В. Панин с коллегами объясняют возможным загрязнением озерного осадка древним углеродом, поступившим из палеозойских карбонатных пород.

Нами в 2018 г. в подошве нижней озерной пачки рассматриваемого ключевого разреза под осыпным чехлом был вскрыт слой темно-коричневой жирной (“шоколадной”) гумусированной глины видимой мощностью более 20 см, с биоостатками (рис. 2). Этот слой отделяет нижнюю озерную пачку от подстилающей, возможно уже переотложенной со склона долины, дилювиальной толщи, сложенной преимущественно дресвяником. Определение биоостатков (О.Н. Успенская, ВНИИО РАСХН) показало, что слой глины накапливался в условиях травянистого болота: среди остатков высших растений 70% составляют травянистые, 15% – дербенник (*Lythrum salicaria*), по 5% – зеленые мхи *Aulacomnium* и *Drepanocladus* и осока (*Carex*). AMS ^{14}C дата выделенного растительного комплекса и LSC ^{14}C дата включающего его субстрата (табл. 1) свидетельствуют о длительном формировании травянистого болота на поверхности нижней дилювиальной толщи около 16–17 тыс. лет назад (кал.).

Учитывая тип датируемого материала, полученные радиоуглеродные даты являются наиболее точными и достоверными из имеющихся численных определений возраста отложений долины

Таблица 1. Результаты датирования отложений опорного разреза в долине р. Инья по данным разных авторов

Отложения	Борисов, Чернышева, 1987	Барышников, 1992	Carling et al., 2002	Panin et al., 2015a	Данная работа
Верхний лимний	TL 90 ± 25 тыс. лет	LSC ¹⁴ C КК 26.60 ± 0.72 тыс. лет (кал.) (22280 ± 370) СОАН-2240		OSL 15.4 ± 0.7 тыс. лет	
Средний лимний	TL 109 ± 30 тыс. лет	LSC ¹⁴ C КК 27.50 ± 0.80 тыс. лет (кал.) (23350 ± 400) СОАН-2239	IRSL 22.4 ± 2.3 тыс. лет	OSL 21.1 ± 1.2 тыс. лет	
Нижний лимний				OSL 24.0 ± 1.6 тыс. лет	
“Шоколадная” глина					LSC ¹⁴ C ГК 16.01 ± 0.72 тыс. лет (кал.) (13340 ± 240) СОАН-9688 AMS ¹⁴ C РО 17.16 ± 0.20 тыс. лет (кал.) (14090 ± 350) ИГАН _{AMS} 7231

Примечание. Методы датирования: TL – термолюминесцентный; OSL – оптически стимулированной люминесценции; IRSL – метод инфракрасной стимуляции люминесценции; LSC ¹⁴C – радиоуглеродный анализ с использованием жидкостной сцинтилляции, AMS ¹⁴C – радиоуглеродный анализ с использованием ускорительной масс-спектрометрии. Датированный радиоуглеродным методом органический материал: **КК** – карбонатные конкреции; **ГК** – гуминовые кислоты; **РО** – растительные остатки. Радиоуглеродные даты калиброваны с доверительным интервалом 2σ в программе CALIB Rev 7.1 (<http://calib.qub.ac.uk/calib/>). Некалиброванные ¹⁴C даты приведены в скобках.

р. Инья. Они указывают на более позднее начало формирования дилювиально-озерных циклитов в долине притока р. Катунь, чем это считалось до сих пор. В настоящее время, опираясь на полученные нами новые данные, в пределах точности методов датирования можно говорить о синхронности существования/спуска последних ледниково-подпрудных озер в Курайской впадине и начала накопления вторично-озерных пачек в долине р. Инья. По всей видимости, именно быстрое осушение Курайского палеоозера около 19–16 тыс. лет назад могло стать причиной прохождения последних катастрофических паводков по долине р. Катунь и подпруживания долины р. Инья.

Является ли синхронным формирование отложений в долине р. Инья и гигантского Ининского бара в устье этой долины, как полагают (Carling et al., 2002; Herget, 2005)? Сопоставление OSL дат отложений этого бара 125.3 ± 8.4, 100 ± 13 тыс. лет и наиболее древней из OSL дат его субэдрального покрова 30.5 ± 2.4 тыс. лет (Panin et al., 2015a) с

полученными нами ¹⁴C датами в основании дилювиально-озерных циклитов р. Инья показывает, что к началу накопления вторично-подпрудных озер Ининский бар (а значит, и слагающая его ининская толща) был уже давно сформирован.

Связано ли накопление отложений в долине р. Инья с аккумуляцией сальджарской толщи в долинах рек Чуя и Катунь, как это считает И.Д. Зольников (Зольников, 2008, 2011; Зольников, Мистрюков, 2008)? Очевидно, что в случае прямой корреляции отложений в долине р. Инья и сальджарской толщи в магистральных долинах говорить о формировании последней в МИС-4 и тем более МИС-5 просто не приходится, поскольку разрез, предложенный И.Д. Зольниковым в качестве парастратотипа сальджарской толщи, начал формироваться лишь около 17–16 тыс. лет назад. Таким образом, если принять отложения в долине р. Инья одновозрастными с отложениями сальджарской толщи в долинах рек Чуя и Катунь, то следует признать молодой (МИС-2) возраст послед-

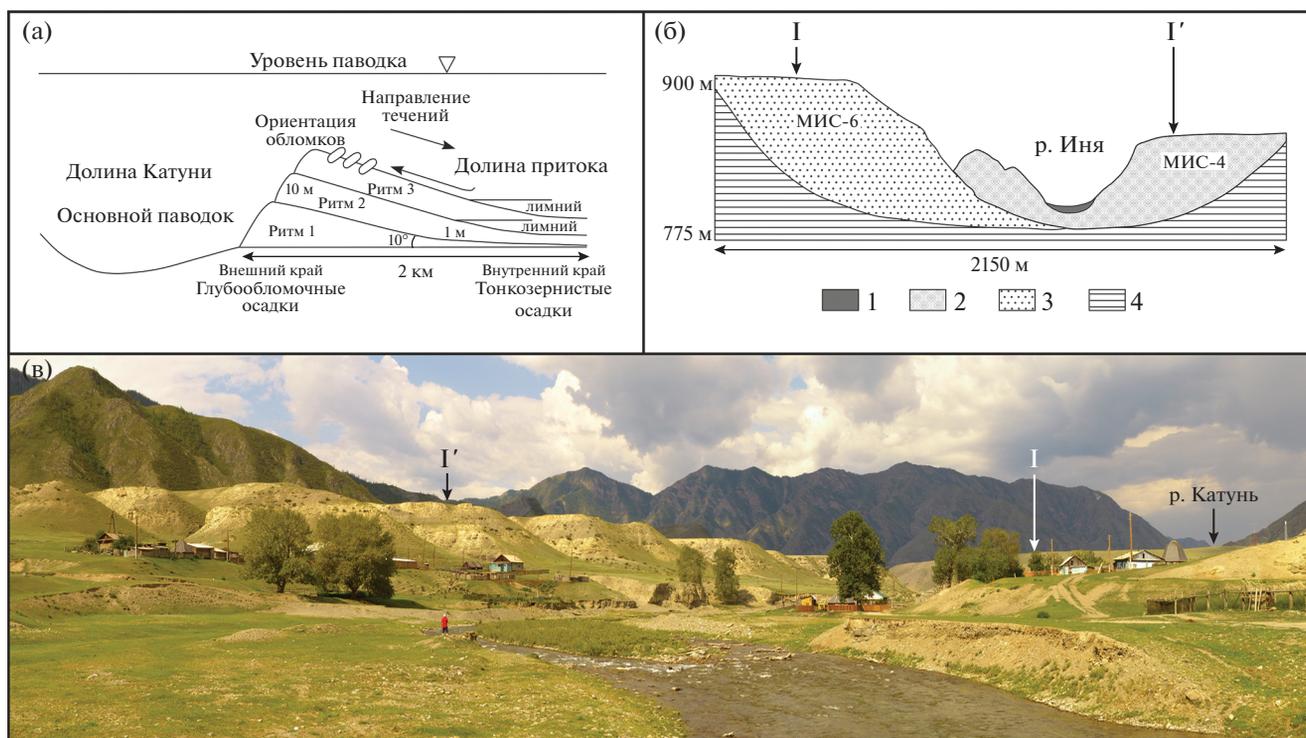


Рис. 6. Дилювиально-озерные отложения долины р. Инья и их соотношение с Ининским баром в долине р. Катунь. (а) – строение и механизм формирования дилювиально-озерных циклитов в долинах притоков р. Катунь по (Carling et al., 2002); (б) – разрез отложений долины р. Инья и их возраст по (Зольников, Мистрюков, 2008): 1 – аллювий поймы и низкой террасы, 2 – отложения сальджарской толщи, 3 – отложения ининской толщи, 4 – выходы коренных пород; (в) – террасы р. Инья, сложенные озерно-дилювиальными циклитами, вид вниз по долине. I – Ининский бар в долине р. Катунь, I' – терраса в долине р. Инья.

ней. В противном случае, если считать возраст сальджарской толщи древнее МИС-2, то разрез в долине р. Инья не является ее парастратотипом.

Нельзя исключить и следующий сценарий: дилювиально-озерные циклиты долины р. Инья могут быть синхронны тем паводкам в магистральных долинах рек Чуя и Катунь, которые привели преимущественно к вырезанию в ранее накопленной сальджарской толще эрозионных площадок и уступов и формированию таких характерных черт ее поверхности, как “сады камней” и рябь течения. Так, именно с этапом катастрофического спуска последних менее глубоких, но все еще достаточно крупных ледниково-подпрудных озер около 19–16 тыс. лет назад мы связываем формирование верхней из генераций ряби течения на днище Курайской впадины; математическое моделирование подтверждает возможность такого сценария (Agatova et al., 2020b). Возможно, эрозионной работой паводков этого времени вызвано и различие высот площадок террас р. Инья и средних террас р. Катунь; последние почти на 50 м ниже.

Еще один вывод следует из полученных нами данных для долины р. Инья: между аккумуляцией нижней толщи дилювия со следами оползания и

нижней озерной пачки был продолжительный перерыв, достаточный как минимум для накопления слоя “шоколадной” глины. До того как первое из серии озер заполнило долину р. Инья, на ее днище длительное время существовало, возможно локально, травянистое болото. В рассматриваемом разрезе (3.3 км от устья р. Инья) последующая аккумуляция дилювия происходила только после заполнения долины р. Инья первым из озер, т.е. позднее 16–17 тыс. лет назад.

Долина р. Сема (разрез 13, 51°37'49.7" с.ш.; 85°44'21.5" в.д.; 385 м н.у.м.)

Сальджарская толща исследована нами еще в одном разрезе в среднем течении р. Катунь. Основание сложно построенной преимущественно крупнообломочной толщи, слагающей 60-метровую террасу в устье долины р. Сема, левого притока р. Катунь, вскрыто в карьере высотой около 26 м и протяженностью более 250 м (рис. 7). Разрез детально описан И.Д. Зольниковым (Зольников, Мистрюков, 2008). Как подчеркивают авторы, долина р. Сема благодаря широкому устью не подпруживалась паводковыми отложениями, и вместо отложений вторично-подпрудных озер здесь



Рис. 7. Катафлювиальные отложения в устье р. Сема.

(а) — общий вид разреза № 13 в 2020 г., ромбом показано место отбора образца для OSL датирования (значение возраста указано в тыс. лет); (б) — слой переслаивающихся озерных глин и песков в основании видимой части разреза (длина лопаты 0.7 м), фотография 2019 г.; (в) — одна из многочисленных раковин *Gastropoda* sp., обнаруженных в этом слое наряду с остатками харовых водорослей и трубками червей-пескожилов. Определение Б.Л. Никитенко.

накапливались собственно катафлювиальные (дилювиальные) отложения, переносимые по магистральной долине р. Катунь. В обнажении выделено шесть катафлювиальных седиментационных циклов (рис. 2). Первый цикл, преимущественно скрытый под днищем карьера, представлен слоем серого параллельно-наклонно-слоистого дресвяногалечника видимой мощностью до 1.5 м (слой 12 разреза Майминский № 2 по (Зольников, Мистрюков, 2008)), который, по представлениям авторов, завершает катафлювиальную пачку.

В 2019 и 2021 гг. в основании слоя 12 нами был опробован частично скрытый под осыпями слой (линза?) мощностью 35 см — тонкое горизонтальное переслаивание глин светло-серых и песков темно-бурых мелкозернистых (рис. 2). В осадках обнаружены остатки харовых водорослей, трубки червей-пескожилов и многочисленные раковины гастропод (рис. 7). Сохранившиеся раковины, несмотря на тонкостенность, даже не были заполнены осадком. Очевидно, что отложения с такими палеонтологическими остатками не осаждались из ка-

тастрофического потока, а накапливались в устье долины р. Сема *in situ* в относительно крупном по площади, но мелком (не более 1.5–2 м) прогреваемом и долгоживущем водоеме со слабой гидродинамикой. Тонкостенность раковин могла быть связана с недостатком кальция в пресном водоеме.

Для крупной (~100 м длиной, до 2 м толщиной) линзы песка среднезернистого (слой 10 в паводковом циклите № 5 по (Зольников, Мистрюков, 2008)), залегающей в основании разреза выше палеонтологически охарактеризованного слоя, нами получена OSL дата 32.3 ± 3.2 тыс. лет (GdTL-3899) (рис. 2, 7). Учитывая возможность неполной засветки зерен кварца, дата может быть лишь моложе. Она хорошо согласуется с “доозерной” OSL датой 37.0 ± 3.1 тыс. лет (Agatova et al., 2020a) и ^{14}C датой озерных отложений 36.05 ± 0.59 тыс. лет (кал.) (Carling et al., 2002) в Чуйской впадине и фактически совпадает с ^{14}C датой 32.8 ± 1.8 тыс. лет (кал.) (COAH-2301) костей мамонта в дилувии Майминского вала в долине р. Катунь (Барышников, 1992).

Таким образом, в разрезе сальджарской толщи в устье р. Сема (разрез Майминский № 2 по (Зольников, Мистрюков, 2008)) представлены не только катафлювиальные циклиты, но и озерные отложения, отвечающие перерывам между паводками. Очевидно, что сальджарская толща формировалась не в результате одного суперпаводка, а длительно, с перерывами и в ходе многократных крупных паводков. Ее аккумуляция в данной части долины р. Катунь началась не ранее конца МИС-3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ведущаяся в настоящее время разработка новой стратиграфической региональной схемы четвертичных отложений Алтае-Саянской горной области отражает смену парадигмы. В основу изменений положены представления о большом влиянии на осадконакопление в горных районах юга Сибири ледниково-подпрудных озер и их катастрофических спусков. Учет этого широко распространенного в плейстоценовый период процесса, безусловно, является большим шагом вперед по сравнению с предыдущей версией региональной схемы. В то же время накопление геохронологических данных, характеризующих флювиальные катастрофы, далеко не окончено. Значительные расхождения в вопросе возраста отложений катастрофических паводков свидетельствуют как о сложности их датирования, так и о по-прежнему недостаточном количестве дат, несмотря на значительный прогресс в этом направлении в последние годы. При этом, как подчеркивается в (Herget et al., 2020), с ростом числа датировок увеличивается и количество противоречивых данных. Отдельной проблемой даже среди сторонников изменений стратиграфической схемы являются разногласия в генетической интерпретации ключевых разрезов. Соответственно, больше внимания необходимо уделять не только особенностям каждого из методов датирования, но и комплексному анализу разрезов.

На данном этапе исследований уже накоплен массив дат, указывающих на вероятное прохождение катастрофических паводков из высокогорных впадин Юго-Восточного Алтая еще до эпохи последнего (МИС-2, сартанского в Западной Сибири или второго позднеплейстоценового на Алтае) оледенения. В то же время имеющихся хронологических данных пока недостаточно для корректной оценки возраста ининской и сальджарской дилювиальных толщ в долинах рек Чуя и Катунь и продолжительность перерыва между их накоплением. Лишь одна из восьми IRSL и OSL дат ининской толщи попадает в интервал МИС-6, что недостаточно для обоснования ее возраста как МИС-6 и старше. ^{14}C и OSL даты сальджарской толщи и постсальджарского аллювия фор-

мируют два непересекающихся кластера – старше 90 и 35–12 тыс. лет, что может быть связано как с методическими особенностями датирования, так и с недостаточной геологической изученностью. По этой причине явно преждевременными являются корреляция оледенений Алтая, с которыми увязывают гляциогенные паводки, с хорошо изученными и массово датированными оледенениями северных районов Сибири, а также вывод о “региональном единстве в реакции гляциосистем Сибири в ответ на глобальные климатические изменения позднего неоплейстоцена в Северном полушарии” (Зольников, Мистрюков, 2008). Установление времени кульминации последнего наземного оледенения на севере Сибири в пределах ранневалдайского (100–60 тыс. лет назад) (Astakhov, 2013; Svendsen et al., 2004 и др.), а не поздневалдайского (25–10 тыс. лет назад) интервала, как считалось ранее, не является поводом для распространения этого сценария на горы юга Сибири, занимающие позицию в центре гигантского Евразийского континента, без специальных исследований. Ограниченное количество датировок ледниковых отложений Алтая и их противоречивость делают такую корреляцию неоправданной. Также преждевременно применять слабо обоснованные представления об исключительно древнем возрасте алтайских гляциальных паводков к тувинскому и саянскому секторам Алтае-Саянской области. Как показывают исследования (Gillespie, Molnar, 1995; Batbaatar et al., 2018), в Центральной Азии горные районы с разной степенью увлажнения испытывали максимальные оледенения асинхронно. На асинхронность максимума оледенений в этом тектонически активном регионе также могли влиять различия в скорости и времени тектонических движений, наличие или отсутствие вулканизма.

Имеющиеся данные не позволяют согласиться с представлениями об отсутствии ледниково-подпрудных озер и катастрофических паводков позднее МИС-4 на территории Русского Алтая, хотя именно эти представления на совещании СибРМСК 2018 г. претендовали на то, чтобы составить основу новой стратиграфической схемы четвертичных отложений Алтае-Саянской горной области. При составлении этой схемы необходимо учитывать палеонтологические находки *in situ* и результаты датирования озерных и дилювиальных отложений в Курайской и Чуйской впадинах, долине р. Катунь, устьях рек Иня и Сема. Полученные результаты указывают на необоснованность исключения сартанского криохрона (МИС-2) из эпох формирования и катастрофического спуска ледниково-подпрудных озер, свидетельствуют о начале длительной аккумуляции дилювиальной сальджарской толщи около 35 тыс. лет назад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агатова А.Р., Непон Р.К. Соотношение позднепалеолитических памятников Чуйской котловины с геологическими следами ледниково-подпрудных озер позднего плейстоцена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 4. С. 108–124.
- Агатова А.Р., Непон Р.К., Слюсаренко И.Ю., Мыглан В.С., Баринов В.В. Археологические памятники как маркер перестройки неоплейстоцен-голоценовой гидросети Курайской и Чуйской впадин (Юго-Восточный Алтай): результаты геолого-геоморфологических и геоархеологических исследований // Археология, этнография и антропология Евразии. 2016. Т. 44. № 4. С. 26–34.
- Агатова А.Р., Непон Р.К., Хазин Л.Б., Жданова А.Н., Успенская О.Н., Овчинников И.Ю., Моска П. Новые хронологические, палеонтологические и геохимические данные о формировании ледниково-подпрудных озер в Курайской впадине (юго-восток Русского Алтая) в конце позднего плейстоцена // Докл. АН. 2019. Т. 288. № 3. С. 319–322.
- Агатова А.Р., Непон Р.К., Слюсаренко И.Ю., Моска П. Ландшафтно-климатические изменения в высокогорье Русского Алтая в контексте его освоения человеком за последние 20 тысяч лет // Stratum plus. 2021. № 6. С. 269–297.
- Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкопляс В.Н. Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 149–161.
- Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). Томск: Изд-во ТГУ, 1992. 182 с.
- Борисов Б.А., Чернышева М.Б. Стратиграфия и палеогеография четвертичных отложений Яломанской впадины // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1987. С. 57–62.
- Бородавко П.С. Эволюция Чуйско-Курайской лимносистемы в позднем неоплейстоцене. Дисс. ... канд. геогр. наук. Томск: ТГУ, 2003. 173 с.
- Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 253 с.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.
- Деев Е.В., Неведрова Н.Н., Зольников И.Д., Русанов Г.Г., Пономарев П.В. Геоэлектрические исследования отложений Чуйской котловины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 120–139.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Мюррей А., Корженков А.М., Турова И.В. Возраст Суворовского сейсмооползня по данным ОСЛ-датирования: значение для палеосейсмологии и палеогеографии Горного Алтая // Геология и геофизика. 2021. <https://doi.org/10.15372/GiG2021106>
- Деревянко А.П., Маркин С.В. Палеолит Чуйской котловины. Новосибирск: Наука, 1987. 112 с.
- Зольников И.Д. Стратотипы четвертичных отложений Яломано-Катунской зоны Горного Алтая // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 9. С. 906–918.
- Зольников И.Д. Роль оледенений и гляциальных суперпаводков в геологическом строении осадочных комплексов верхней половины неоплейстоцена Горного Алтая и Предалтайской равнины. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2011. 32 с.
- Зольников И.Д., Деев Е.В. Стратиграфическое значение аллювиальных отложений Горного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021. № 10с. С. 28–35.
- Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Параллель, 2008. 182 с.
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Лямина В.А. Новые данные о четвертичном морфолитогенезе в Чуйской котловине (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 4. С. 437–449.
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В. Новые результаты OSЛ-датирования четвертичных отложений долины Верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1184–1197.
- Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Васильев А.В., Позднякова Н.И., Турова И.В. О возрасте чибитского оледенения Горного Алтая // Докл. АН. 2021. Т. 496. № 2. С. 204–210.
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А., Савельева П.Ю., Сизикова А.О., Смолянинова Л.Г. Верхний кайнозой юга Западной Сибири: современное состояние стратиграфии и палеогеографии // Новости палеонтологии и стратиграфии. Приложение к журналу “Геология и геофизика”. 2011. № 16–17. С. 137–152.
- Михайлов Н.Н. Последний ледниково-межледниковый цикл и его роль в формировании представлений о плейстоценовых оледенениях Алтая // География и современность. 2005. Вып. 10. С. 152–176.
- Непон Р.К., Агатова А.Р., Роднайт Х. Некоторые проблемы использования люминесцентных методов при датировании ледниковых отложений (на примере разреза Чаган, Юго-Восточный Алтай) // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. СПб.: Реноме, 2011. Т. 2. С. 101–110.
- Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал “Гео”, 2004. 313 с.
- Окишев П.А., Бородавко П.С. Новые материалы к истории Чуйско-Курайской лимносистемы // Вопросы географии Сибири. 2001. Вып. 24. С. 18–27.
- Парначев С.В. Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона) // Томск: ТПУ, 1999. 137 с.
- Побережная А.Е. Прошлое и настоящее в распределении ракушковых рачков (ostracoda) в древних озерах Хубсугул и Байкал. Автореф. дисс. ... канд. биол. наук. Иркутск, 2013. 18 с.
- Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам отложений Средней Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1983. 84 с.
- Рудой А.Н. Режим ледниково-подпрудных озер межгорных котловин Южной Сибири // Материалы гляциологических исследований. 1988. Вып. 61. С. 36–44.

- Рудой А.Н.* Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика и палеогеографическое значение). Томск: ТГПУ, 2005. 228 с.
- Русанов Г.Г., Орлова Л.А.* Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предальтайской равнины. Бийск: ВПО "АГАО", 2013. 291 с.
- Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Воскресенская Т.Н., Глушанкова Н.И., Евсеев А.В., Курсалова В.И., Парамонова Н.Н., Фаустов С.С., Хорев В.С.* Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Тетерина И.И.* Фауна остракод кошагачской свиты Курайской и Чуйской впадин юго-восточной части Горного Алтая // Эволюция жизни на Земле. Материалы III Международ. симпозиума. Томск: Изд-во "НТЛ", 2005. С. 210–211.
- Тетерина И.И.* Остракоды миоцена Чуйской и Курайской впадин Юго-Восточного Алтая // Палеонтол. журн. 2016. № 3. С. 64–74.
- Хазин Л.Б., Агатова А.Р., Непоп Р.К., Шурыгин Б.Н.* Первые данные по позднеплейстоценовым остракодам Курайской впадины (Горный Алтай) // Докл. АН. 2019. Т. 486. № 4. С. 451–454.
- Шейнкман В.С.* Плейстоценовое оледенение гор Сибири: анализ и новые данные // Материалы гляциологических исследований. 1990. № 69. С. 78–85.
- Шейнкман В.С.* Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований. 2002. № 93. С. 41–55.
- Шпанский А.В., Михаревич М.В., Новиков И.С., Зольников И.Д., Прудников С.Г., Кальная О.И.* Дискуссионные вопросы геоморфологии и палеогеографии долины верхнего Енисея // Геоморфология. 2020. № 3. С. 98–105.
- Agatova A.R., Nepop R.K.* Pleistocene glaciations of the SE Altai, Russia, based on geomorphological data and absolute dating of glacial deposits in Chagan reference section // *Geochronometria*. 2017. V. 44. № 1. С. 49–65.
- Agatova A.R., Nepop R.K., Slyusarenko I.Yu., Myglan V.S., Nazarov A.N., Barinov V.V.* Glacier dynamics, palaeohydrological changes and seismicity in southeastern Altai (Russia) and their influence on human occupation during the last 3000 years // *Quaternary Int.* 2014. V. 324. P. 6–19.
- Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A., Slyusarenko I.Yu., Orlova L.A.* Human occupation of South Eastern Altai highlands (Russia) in the context of environmental changes // *Archaeol. Anthropol. Sci.* 2016. V. 8. № 3. P. 419–440.
- Agatova A.R., Nepop R.K., Zazovskaya E.P., Ovchinnikov I.Yu., Moska P.* Problems of developing the Pleistocene radiocarbon chronology within high mountain terrains by the example of Russian Altai // *Radiocarbon*. 2019. V. 61. № 6. P. 2019–2028.
- Agatova A.R., Nepop R.K., Bronnikova M.A., Zhdanova A.N., Moska P., Zazovskaya E.P., Khazina I.V.* Problems of ¹⁴C dating in fossil soils within tectonically active highlands of Russian Altai in the chronological context of the late Pleistocene megafloods // *Catena*. 2020a. V. 195. P. 104764.
- Agatova A.R., Nepop R.K., Carling P.A., Bohorquez P., Khazin L.B., Zhdanova A.N., Moska P.* Last ice-dammed lake in the Kuray basin, Russian Altai: new results from multidisciplinary research // *Earth-Sci. Rev.* 2020b. V. 205. P. 103183.
- Astakhov V.I.* Pleistocene glaciations of northern Russia — a modern view // *Boreas*. 2013. V. 42. № 1. P. 1–24.
- Baryshnikov G., Agatova A., Carling P., Herget J., Panin A., Adamiec G., Nepop R.* Russian Altai in the Late Pleistocene and the Holocene: geomorphological catastrophes and landscape rebound. Barnaul: Publishing House of Altai State University, 2015. 137 с.
- Batbaatar J., Gillespie A.R., Fink D., Matmon A., Fujioka T.* Asynchronous glaciations in arid continental climate // *Quaternary Sci. Rev.* 2018. V. 182. P. 1–19.
- Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B.* The role of pingos in the development of the Dzhangyskol lake–pingo complex, central Altai Mountains, southern Siberia // *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 2008. V. 257. № 4. P. 404–420.
- Bohorquez P., Jimenez-Ruiz P.J., Carling P.A.* Revisiting the dynamics of catastrophic late Pleistocene glacial-lake drainage, Altai Mountains, central Asia // *Earth-Sci. Rev.* 2019. V. 197. P. 102892.
- Carling P.A., Kirkbride A.D., Parnachov S.V., Borodavko P.S., Berger G.W.* Late-Quaternary catastrophic flooding in the Altai Mountains of south-central Siberia: a synoptic overview and an introduction to flood deposits sedimentology // Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples. Eds. Martini P.I., Baker V.R., Garzon G. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 2002. V. 32. P. 17–35.
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnyakova N., Molodkov A.* Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): paleoseismological and archaeoseismological evidence // *Quaternary Sci. Rev.* 2019. V. 203. P. 68–89.
- Ganyushkin D.A., Lessovaia S.N., Vlasov D.Y., Kopitsa G.P., Alamysh L., Chistyakov K.V., Panova E.G., Derkach E., Alekseeva A.* Application of rock weathering and colonization by biota for the relative dating of moraines from the arid part of the Russian Altai Mountains // *Geosciences*. 2021. V. 11. P. 342.
- Gillespie A., Molnar P.* Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers // *Rev. Geophys.* 1995. V. 33. № 3. P. 311–364.
- Gribenski N., Jansson K.N., Lukas S., Stroeven A.P., Harbor J.M., Blomdin R., Ivanov M.N., Heyman J., Petrakov D.A., Rudoy A., Clifton T., Lifton N.A., Caffee M.W.* Complex patterns of glacier advances during the late glacial in the Chagan Uzun Valley, Russian Altai // *Quaternary Sci. Rev.* 2016. V. 149. P. 288–305.
- Herget J.* Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in Altai mountains, Siberia // *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.* 2005. V. 386. 118 p.
- Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., Nepop R.K.* Altai megafloods — the temporal context // *Earth-Sci. Rev.* 2020. V. 200. P. 102995.
- Krivonogov S., Zolnikov I., Novikov I., Deev E.* Giant glaciogenic floods in Altai: geomorphological, geological and hydrological aspects // *Guidebook for Field Excursion at the 14th International Workshop on Present Earth Surface Processes and Long-Term Environmental Changes in East Eurasia*. Novosibirsk: NSU Publisher, 2017. 110 p.
- Nepop R.K., Agatova A.R., Bronnikova M.A., Zazovskaya E.P., Ovchinnikov I.Y., Moska P.* Radiocarbon dating of organic-rich deposits: difficulties of paleogeographical interpretations in highlands of Russian Altai // *Geochronometria*. 2020a. V. 47(1). P. 138–153.
- Nepop R.K., Agatova A.R., Uspenskaya O.N.* Climatically driven late Pleistocene–Holocene hydrological system transformation and landscape evolution in the eastern periphery of Chuya basin, SE Altai, Russia // *Quaternary Int.* 2020b. № 538. P. 63–79.

Panin A., Baryshnikov G. Composition and geochronology of the low (Saldzhar) terrace at the Chuya river confluence // Russian Altai in the last Pleistocene and the Holocene – geomorphological catastrophes and landscape rebound (fieldtrip guide). Eds. Baryshnikov G., Agatova A., Carling P., Herget J., Panin A., Adamiec G., Nepop R. Barnaul: Publishing House of Altai State University, 2015. P. 68–72.

Panin A., Baryshnikov G., Adamiec G. Lithology and geochronology of sedimentary sequences at the Injushka River confluence // Russian Altai in the last Pleistocene and the Holocene – geomorphological catastrophes and landscape rebound (fieldtrip guide). Eds. Baryshnikov G., Agatova A., Carling P., Herget J., Panin A., Adamiec G., Nepop R. Barnaul: Publishing House of Altai State University, 2015a. P. 60–67.

Panin A., Adamiec G., Baryshnikov G. General description and absolute geochronology of the Bolshoi Yaloman (BY) exposure // Russian Altai in the last Pleistocene and the Holocene – geomorphological catastrophes and landscape rebound (fieldtrip guide). Eds. Baryshnikov G., Agatova A., Carling P., Herget J., Panin A., Adamiec G., Nepop R. Barnaul: Publishing House of Altai State University, 2015b. P. 41–47.

Panin A., Baryshnikov G., Adamiec G. Kuray strandlines – supplement // Russian Altai in the last Pleistocene and the Holocene – geomorphological catastrophes and landscape rebound (fieldtrip guide). Eds. Baryshnikov G., Agatova A., Carling P., Herget J., Panin A., Adamiec G., Nepop R. Barnaul: Publishing House of Altai State University, 2015c. P. 106–107.

Reuther A., Herget J., Ivy-Ochs S., Borodavko P., Kubik P.W., Heine K. Constraining the timing of the most recent cataclysmic flood event from ice-dammed lakes in the Russian Altai Mountains, Siberia, using cosmogenic in situ ^{10}Be // *Geology*. 2006. V. 34. P. 913–916.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lysa A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Møller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Sci. Rev.* 2004. V. 23. № 11–13. P. 1229–1271.

Рецензент А.К. Маркова

To the Issue of the Age of the Terrace Complexes of the Chuya and Katun Rivers, Russian Altai: Should the Sartan Cryochron Be Excluded from the Epoches of Ice-Dammed Lakes and Cataclysmic Outburst Floods?

A. R. Agatova^{a, b, #}, R. K. Nepop^{a, b}, P. Moska^c, and B. L. Nikitenko^d

^a Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia

^b Ural Federal University, Yekaterinburg, Russia

^c Institute of Physics, Silesian University of Technology, Gliwice, Poland

^d Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, SB RAS, Novosibirsk, Russia

[#]e-mail: rnk@igm.nsc.ru

The upcoming edition of new stratigraphic scheme of Quaternary deposits of the Altai-Sayan mountain province is based on the concept of cataclysmic draining of the Pleistocene ice-dammed lakes that occurred prior 90 ka ago (MIS-5 and earlier). Our geochronological (OSL, ^{14}C) and paleontological data argue against excluding the Sartan cryochron (MIS-2) from the epochs of the Altai glaciogenic fluvial catastrophes. The last cataclysmically drained ice-dammed lake in the Chuya depression existed after 37 ka ago. The Kurai depression in MIS-2 was filled with water already by ~25 ka ago and was drained ~19–16 ka ago. Draining of the last ice-dammed lake in the Kurai basin correlates with the beginning of the formation of the section of catafluvial-lacustrine cyclites in the Inya River valley (the right tributary of the Katun River) 17–16 ka ago (MIS-2). Previously, in new edition of the Altai-Sayan stratigraphic scheme this section was suggested as a parastratotype of the catafluvial Saldzhar deposits with the age MIS-5. For deposits at the edge of the 70-meter “Saldzhar” terrace of the Katun River upstream the mouth of the Chuya River, OSL dates of 16–12 ka were obtained. Paleontological finds of lacustrine fauna in situ make it possible to reconsider the concept of the exclusively catafluvial genesis of the Saldzhar deposits of the 60-meter terrace of the Katun River near the mouth of its left tributary, the Sema River. OSL age 32 ka indicates the beginning of their formation not earlier than the end of MIS-3. The section, which was proposed as a stratotype of the post-Saldzhar Maloyaloman alluvium with the age 90 ka, does not meet the requirements of the Stratigraphic Code, because contact with the Saldzhar deposits has not been revealed here, and genesis of deposits is controversial. At present, the ^{14}C and OSL dates for Saldzhar deposits and for post-Saldzhar alluvium form two non-overlapping clusters – older than 90 ka and 35–12 ka. Both insufficient geological knowledge and methodological features of dating techniques could explain this fact. Only one of the eight IRSL and OSL dates for Inya deposits, which form high (up to 300 m) bars in the valleys of the Chuya and Katun rivers, falls within the MIS-6 time, which is insufficient to establish its age as MIS-6 and older. To make correct stratigraphic reconstructions, it is necessary not only to expand a set of dates obtained by different chronological methods, but also to study the dated deposits by a complex of geological methods.

Keywords: Pleistocene, ice-dammed lakes, cataclysmic outburst floods, Inya and Saldzhar deposits, Chuya and Katun rivers terraces, Russian Altai, OSL, ^{14}C , micropaleontology

УДК 551.7

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС РОССИИ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ “СТРАТИГРАФИЯ”

© 2022 г. Ю. Б. Гладенков*

*Геологический институт РАН, Москва, Россия***e-mail: gladenkov@ginras.ru*

Поступила в редакцию 27.02.2022 г.

После доработки 16.03.2022 г.

Принята к публикации 29.03.2022 г.

В статье рассматривается определение стратиграфии как науки, ее предмет и задачи. Обосновывается мнение о желательности проведения дискуссии по понятию “стратиграфия” для включения его в Стратиграфический кодекс России.

Ключевые слова: стратиграфическая классификация, геосторический принцип, стратисфера, стратиграфические схемы, геокартирование

DOI: 10.31857/S0869592X22060060

В последние годы жизни А.И. Жамойда, который долгие годы был председателем Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) нашей страны, в телефонных разговорах и в письмах не переставал интересоваться вопросами стратиграфической классификации и ее совершенствования. Полтора года назад он, познакомившись со статьей В.Г. Ганелина и Ю.Б. Гладенкова (2018) по спорным подходам разных стратиграфических руководств к вопросам стратиграфического расчленения, написал авторам письмо, в котором рекомендовал, в частности, более предметно представить свою позицию в отношении определения понятия “стратиграфия”. Александр Иванович предполагал, что в будущем после обсуждения в МСК и других точек зрения можно будет подойти к решению вопроса о целесообразности использования выбранного определения в Стратиграфическом кодексе России.

Дело в том, что в нашем стратиграфическом руководстве (в Стратиграфическом кодексе России 1992, 2006 гг., а также в его последнем дополненном издании (Стратиграфический..., 2019)), которое широко используется всеми геологическими организациями в России, как ни странно, определение стратиграфии отсутствует, хотя в разделе кодекса “Основные термины” приведены определения многих других понятий (стратиграфическое подразделение, стратотип, стратотип стратиграфической границы, датированный уровень, стандартная зональная шкала, стратиграфическая схема и др.).

Справедливости ради, отметим, что в 1974 г. во втором варианте “Проекта Стратиграфического

кодекса СССР” было предложено неплохое определение стратиграфии: “**Стратиграфия** — раздел геологии, изучающий последовательность формирования комплексов горных пород в разрезе земной коры, первичные соотношения их в пространстве и периодизацию этапов геологической истории” (Проект..., 1974, с. 5). Однако оно осталось практически не использованным и не вошло в созданные впоследствии кодексы.

Как представляется эта проблема в наши дни? Прежде всего, хотелось бы обратить внимание на то, что в последнее время стратиграфия стала пониматься несколько упрощенно: задачу стратиграфии стали сводить к *определению геологического возраста образцов горных пород* в духе использования прямого действия Международной стратиграфической шкалы, а порой подменять стратиграфию геохронологией. Фактически это подход смыкается с упрощенно утилитарным пониманием стратиграфического исследования как средства установления возраста горных пород.

Среди сторонников такого подхода, как ни странно, можно видеть даже геологов и палеонтологов, которые относят себя к специалистам по стратиграфии. Вместе с тем ряд других геологов, с определенной тревогой отмечая эту наметившуюся тенденцию, стали в последнее время выступать с разъяснением, в чем состоит ее ошибочность. Поэтому не случайно появились работы, в которых специально обращается внимание на этот вопрос. Не имея возможности подробно их обсуждать, остановимся только на двух из них. Одна принадлежит В.Т. Фролову (2004), который недавно с позиций философского анализа геологической на-

уки обозначил *три главные задачи стратиграфии*. Важно, что, как геолог с большим опытом и широкими научными интересами (он известен, прежде всего, как замечательный литолог), Фролов поставил на первое место задачу “заложить основу геистории путем *выделения комплексов слоев*, отвечающих этапам развития региона и Земли в целом” (Фролов, 2004, с. 56). Фактически он напомнил о том, о чем постоянно говорили Г.П. Леонов, В.В. Меннер и другие стратиграфы-мудрецы старшего поколения. Вторая задача в его понимании – это *выделение стратонов* местных, региональных (основных), межрегиональных и глобальных, без чего первая задача не решается. Что касается третьей задачи – *определения геологического возраста*, то, по его мнению, она “преувеличенно считается самой главной, что демонстрирует неглубокое понимание стратиграфии”. С Фроловым можно соглашаться или не соглашаться (например, по третьему пункту), но геологическую сущность его позиции отрицать трудно. Хотя напомним, что еще в прошлом веке об этом другими словами писал, например, В.В. Меннер (1962). По его мнению, *задачей стратиграфии* является установление последовательностей *геологических тел* и их первоначальные пространственные и возрастные взаимоотношения. Этой же точки зрения придерживался А.И. Жамойда, который полностью поддерживал формулировку, данную в упомянутом выше втором варианте Проекта стратиграфического кодекса 1974 г. (Жамойда, 1980, с. 33). Сходные мысли высказывали и другие исследователи, например Д.Л. Степанов и М.С. Межежников (1979) в своей фундаментальной сводке, С.В. Мейен (1989) и другие коллеги.

В книге “Биосферная стратиграфия” (Гладенков, 2004, с. 7) было дано такое определение стратиграфии: “**Стратиграфия – это раздел геологии, который занимается, во-первых, расчленением горных пород с исторической и хронологической точек зрения, а во-вторых – разработкой хронологической шкалы для датирования геологических событий**”. Расчленение горных пород с *исторической* точки зрения означает разделение их на естественные, последовательно сменяющие друг друга *комплексы*, отвечающие последовательным этапам развития тех или иных регионов или Земли в целом. Геохронологическое же направление стратиграфического исследования фактически является производным от исходного историко-геологического и именуется обычно как *относительная геохронология* (имеется в виду определение относительного возраста естественных комплексов древних толщ). Мне казалось, что это определение достаточно полно отражает суть предмета. Но оказалось, что оно может быть представлено в другой, возможно, более ясной форме.

В упомянутой выше статье В.Г. Ганелина и Ю.Б. Гладенкова (2018, с. 118), в которой дан ана-

лиз разных подходов к пониманию стратиграфии в России и за рубежом, было предложено следующее ее определение: “**Стратиграфия представляет собой раздел геологии, изучающий слоистую структуру земной коры (стратисферу) для выявления целостных естественно-исторических комплексов горных пород, установления их пространственно-временных отношений и построения на этой основе стратиграфических шкал: местной, региональной, общей, являющихся вещественным базисом реконструкции относительного времени**”. Предложенное определение может показаться громоздким, но его анализ позволяет предметно и ясно обозначить несколько, по крайней мере шесть, определенных аспектов стратиграфии: (1) *область* стратиграфии – стратисфера; (2) ее *объект* – целостные естественно-исторические комплексы горных пород; (3) основная ее *процедура* – выявление этих комплексов; (4) *предмет* стратиграфии – пространственно-временные отношения комплексов; (5) ее *задача* – построение стратиграфических шкал разного масштаба, служащих базисом реконструкции времени; (6) важная *цель* стратиграфии – реконструкция геологического времени. Последнее определяет стратиграфию как **самостоятельную науку**. В ее основе лежит, прежде всего, *геоисторический принцип* (Соколов, 2010).

Из этого следует, что основной *практический результат* стратиграфических исследований для геологии – это *создание стратиграфических схем* (шкал), т.е. схем соотношения (“классификации”) слоев или комплексов горных пород с исторической точки зрения. Как говорилось выше, такие схемы бывают разного масштаба: *местные, региональные и глобальные*. Без этого элемента исследования стратиграфия теряет смысл. Все это делается в значительной мере для выработки основы составления *геологических карт* (Леонов, 1973; Поляркова, Поляков, 1977 и др.). К сожалению, часто забывают, что достоверность стратиграфического построения может быть получена только сплошным площадным обследованием, то есть геокартированием. Вот почему можно расширить понятие стратиграфии и считать, что “**стратиграфия – это раздел геологии, который изучает пространственно-временные отношения комплексов горных пород земной коры, а также способы их изображения на геологических картах и периодизацию геологической истории**”. Остается только напомнить, что выделение историко-геологических единиц, то есть стратиграфическое расчленение разрезов, и его использование в геокартировании – это, как было кем-то замечено, и труд, и наука, и в определенной мере искусство.

Для тех, кто хочет глубже и детальнее познакомиться с разными аспектами проблем “теоретической стратиграфии” и логикой подходов к их решению, я рекомендую обратиться к содержательной, хотя, может быть, в чем-то и спорной,

книге С.В. Мейена (1989). Она может привлечь внимание хотя бы тем, что С.В. Мейен специально разобрал 23 типа стратиграфических ошибок, которые часто отмечаются в практике последних лет именно из-за нечеткости понимания задач стратиграфии. И, конечно, нельзя обойти вниманием последнюю книгу А.И. Жамойды (2011), о которой уже говорилось.

В последние годы разбор стратиграфических задач часто увязывается в литературе с обсуждением “принципов стратиграфии”. Они в той или иной мере отражаются в понимании стратиграфии разными геологами и поэтому заслуживают некоторого внимания. Число таких “принципов” в разных публикациях последних лет различно: от 3–5 (например, Практическая..., 1984) до 9–25 и более (Степанов, Месежников, 1979). Среди них называются следующие “принципы”: актуализма Ч. Лайеля, фациальной дифференциации разновозрастных отложений А. Грессли–Э. Реневи, неполноты стратиграфической и палеонтологической летописи Ч. Дарвина, гомотаксальности Т. Гексли, хронологической взаимозаменяемости признаков С.В. Мейена и другие. Однако из анализа этих принципов следует, что большинство из них таковыми не являются. Пожалуй, к фундаментальным принципам можно отнести только два. Во-первых, это “**принцип Стенона**” (“закон суперпозиции”): в ненарушенной последовательности осадочных слоев верхний слой моложе того, на котором он залегает, или временные отношения между геологическими телами определяются их первичными пространственными отношениями. Во-вторых, фундаментальным можно считать “**принцип Степанова–Месежникова**”, согласно которому существует *неповторимость* стратиграфических подразделений во времени. Этот принцип можно назвать *принципом уникальности стратонов*. Однако, возможно, более правильным следует считать, что в основе стратиграфии лежит один принцип (скомбинированный из принципов Стенона и Степанова–Месежникова), который отражает, с одной стороны, историческую последовательность стратонов, а с другой – неповторимость их признаков (палеонтологических, магнитных и др.). Но мне кажется, что в целом громкое понятие “принципы в стратиграфии” не очень удачное. В энциклопедических справочниках “принцип” понимается как исходное положение какой-то теории или науки. Поэтому выделение 20–30 принципов в одной отрасли науки выглядит как-то странно и непродуктивно. Скорее можно согласиться с Д.Л. Степановым и М.С. Месежниковым (1979), которые понимали под этим термином эмпирическое обобщение частных закономерностей, касающихся какого-то объекта науки, в данном случае стратиграфии.

Не останавливаясь подробно на анализе других имеющихся в литературе определений стра-

тиграфии (Меннер, 1962; Данбар, Роджерс, 1962; Леонов, 1973; Шиндевольф, 1975; Международный..., 1976; Степанов, Месежников, 1979; Хэллем, 1983 и др.), автор хотел бы призвать ответственных специалистов, прежде всего имеющих опыт стратиграфических работ, подумать, какое конкретное определение этого научного направления геологии может быть рекомендовано в Стратиграфический кодекс России. Вероятно, обсуждение этого вопроса можно было бы организовать на площадке МСК под председательством его нового руководителя А.Ю. Розанова (возможно, с участием созданной для этого рабочей группы). В любом случае обмен мнениями по данной проблеме был бы полезен. При этом нельзя забывать, что, решая свои специфические вопросы по стратиграфии, мы не только укрепляем это научное направление, но и одновременно принимаем участие в решении самых крупных проблем общей геологии (Гладенков, 2004). Это, прежде всего, *естественная периодизация геологической истории Земли* (в том числе биосферы) и *геологическое картирование с его поисковой составляющей*.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания Геологического института РАН (г. Москва).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ганелин В.Г., Гладенков Ю.Б. Геоисторическая стратиграфия и стратиграфические руководства // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 2. С. 115–123.
- Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия (проблемы стратиграфии начала XXI в.). М.: ГЕОС, 2004. 120 с. (Труды ГИН РАН. Вып. 551).
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М.: Изд-во иностранной литературы, 1962. 363 с.
- Жамойда А.И. Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений // Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме. Л.: Наука, 1980. С. 32–63.
- Жамойда А.И. Эскиз структуры и содержания теоретической стратиграфии. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 196 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия. Т. 352).
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 1973. 530 с.
- Международный стратиграфический справочник. Ред. Хелберг Х. М.: Мир, 1978. 226 с.
- Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989. 216 с.
- Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 375 с. (Труды ГИН АН СССР. Вып. 65).
- Полярова З.Н., Поляров Б.В. О некоторых вопросах стратиграфии // Ископаемая флора и фауна Дальнего

Востока и вопросы стратиграфии фанерозоя. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 5–26.

Практическая стратиграфия (Разработка стратиграфической базы крупномасштабных геологосъемочных работ). Ред. Никитин И.Ф., Жамойда А.И. Л.: Недра, 1984. 320 с.

Проект стратиграфического кодекса СССР. Второй вариант. Отв. ред. Жамойда А.И. Л.: ВСЕГЕИ, 1974. 42 с.

Соколов Б.С. Биосфера как биогеомериды и ее биотоп // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18. № 3. С. 3–8.

Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия (методы стратиграфических исследований). Л.: Недра, 1979. 423 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, Межведомственный стратиграфический комитет, 2019. 96 с.

Фролов В.Т. Наука геология: философский анализ. Воронеж: Воронежский университет, 2004. 77 с.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность. М.: Мир, 1983. 327 с.

Шиндевольф О. Стратиграфия и стратотипы. М.: Мир, 1975. 136 с.

*Рецензенты А.С. Бяков, А.Ю. Розанов,
Н.В. Сенников, Б.Н. Шурыгин*

Stratigraphic Code of Russia and Definition of a Concept of “Stratigraphy”

Yu. B. Gladenkov[#]

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

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

The article examines definition of stratigraphy as the science, its subject and objectives. The view is expressed that holding a discussion on a concept of “stratigraphy” for its inclusion in Stratigraphic Code of Russia is desirable.

Keywords: stratigraphic classification, geohistorical principle, stratisphere, stratigraphic schemes, geological mapping

ДИСКУССИИ

УДК 561:551.763.33(571.651)

К ВОПРОСУ ОБ АЯНКИНСКОЙ ФЛОРЕ ИЗ ВЕРХНЕГО МЕЛА
СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

© 2022 г. С. В. Щепетов*

*Ботанический институт РАН, Санкт-Петербург, Россия***e-mail: shchepetov@mail.ru*

Поступила в редакцию 17.02.2022 г.

После доработки 03.04.2022 г.

Принята к публикации 07.04.2022 г.

Проведен критический разбор статьи М.Г. Моисеевой с соавторами об аянкинской флоре из неморского мела Северо-Востока Азии. Показано, что данный палеофлористический объект нельзя считать палеофлорой, поскольку составляющие его тафофлоры существенно различаются по систематическому составу, а стратиграфические соотношения вмещающих отложений неясны. Авторы рассмотренной статьи датируют все три палеофлористических комплекса “аянкинской флоры” сантоном—кампаном, что представляется не вполне обоснованным.

Ключевые слова: палеоботаника, стратиграфия, сантон, кампан, флористический комплекс, растительные сообщества, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Северо-Восток России

DOI: 10.31857/S0869592X22060096

В журнале “Стратиграфия. Геологическая корреляция” вышла статья М.Г. Моисеевой, А.Б. Германа, А.Б. Соколовой “Стратиграфическое положение и состав аянкинской флоры из верхнего мела Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Северо-Восток России” (2022, т. 30, № 4, с. 76–99). Появление этой работы, безусловно, можно приветствовать – в научный обиход введен еще один яркий палеофлористический объект. Многолетний опыт показывает, что такой объект со временем неизбежно станет палеофлористическим репером, с ним будут сравнивать другие совокупности ископаемых растений, пытаясь определить их возраст. В свою очередь, возраст этой аянкинской флоры определит и возраст вмещающих ее слоев горных пород, а также их многочисленных стратиграфических аналогов в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В этой связи мне представляется необходимым разобрать некоторые положения работы М.Г. Моисеевой и ее соавторов, чтобы в отсутствие критики они не воспринимались как истина в последней инстанции. Свои соображения буду излагать в соответствии с рубрикой рассматриваемой статьи.

Введение. Район, о котором идет речь, можно назвать междуречьем Аянка–Еропол (рис. 1, 2, 3). Дневную поверхность здесь в основном слагают субазральные образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Можно согласиться с М.Г. Моисеевой и ее соавторами (2022) в том, что палеофлористические данные о возрасте вулка-

ногенных толщ этой структуры все еще являются значимыми для целей стратиграфии и геологического картирования. Однако сообщение: “Наименее изученными в настоящее время остаются сантон-кампанские флоры данного региона, которые до недавних пор фигурировали в публикациях только в виде списков предварительных определений...” (Моисеева и др., 2022, с. 76) мне кажется не вполне правомерным. Сантон-кампанские флоры данного региона в целом изучены неплохо, что и следует из дальнейшего текста статьи. Собственно говоря, аянкинская флора – последний значительный палеофлористический объект, отнесенный к этому возрасту, ранее подробно не представленный в научной литературе.

Следует остановиться на вопросе о терминах, которыми пользуются авторы рассматриваемой статьи. Термины “тафофлора”, “флористический комплекс” или просто “комплекс” действительно закрепились в научной литературе для обозначения элементарной палеофлористической единицы (Герман, 2011). Сложнее дело обстоит с термином “ископаемая флора” или просто “флора”. М.Г. Моисеева и ее соавторы (2022, с. 77) пишут, что используют его как **термин свободного пользования**. И это при том, что термин является ключевым для статьи, он вынесен в заголовок. В статье описывается палеофлористический объект – аянкинская флора. Из текста следует, что данный объект состоит из нескольких элементарных единиц – тафофлор или комплексов. На каком же

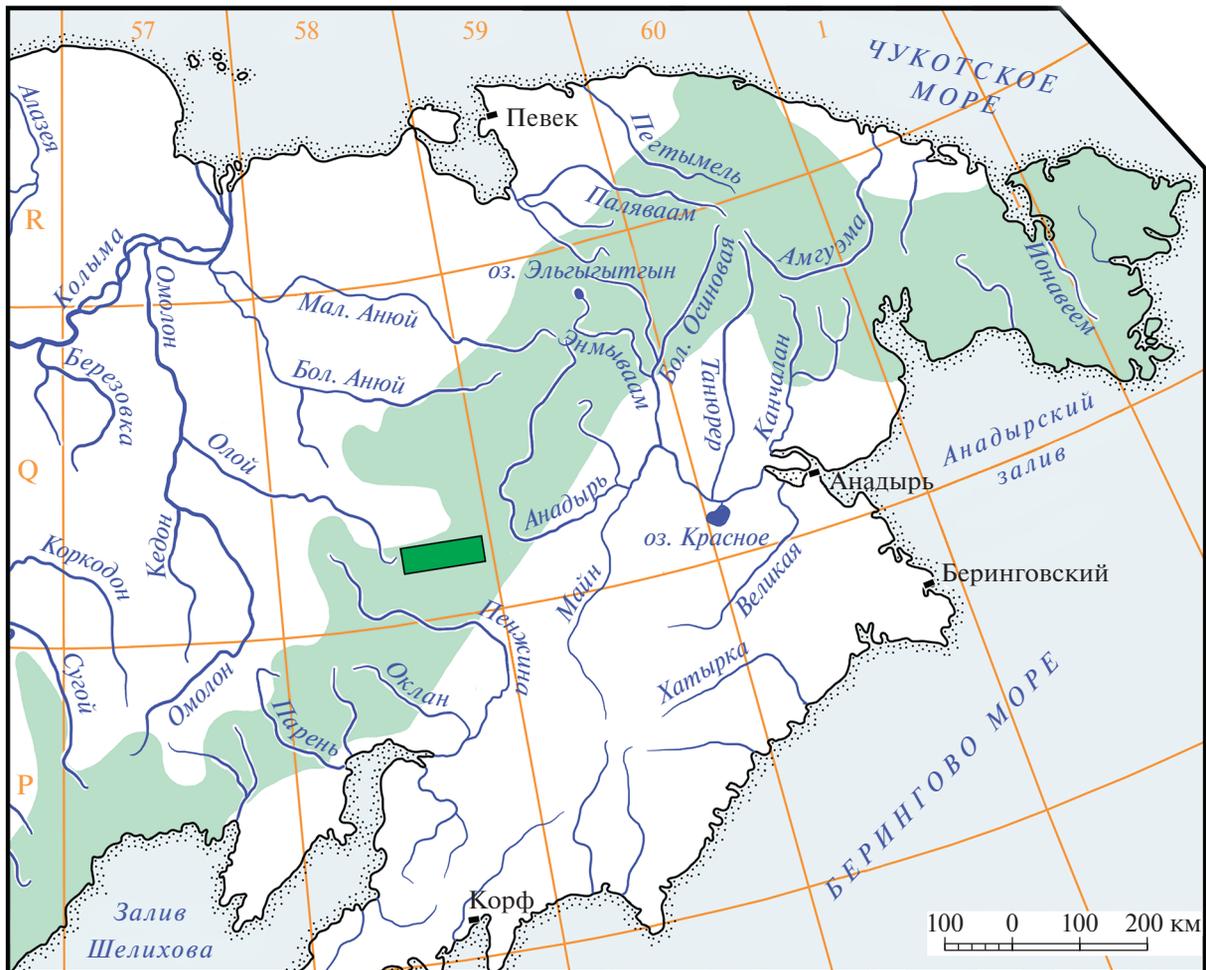


Рис. 1. Местоположение территории в междуречье Аянка–Еропол, о которой идет речь в статье. Показано распространение образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, зеленый прямоугольник соответствует участку на рис. 2а.

основании эти тафофлоры рассматриваются совместно, что их объединяет?

Авторы пишут: “Следует отметить, что Лебедев (1987) ископаемую флору с р. Обрывистая называл “аянкинская флора” либо “аянкинский комплекс”...” (Моисеева и др., 2022, с. 77). Создается впечатление, что несколько тафофлор рассматриваются как единый объект только потому, что все они происходят из бассейна р. Обрывистая. Полагаю, такое вполне правомерно применительно к современным растениям, но никак не допустимо для палеонтологических объектов. Подчеркну: термины просто “флора” и “ископаемая флора” имеют разное значение, хотя специалисты с биологическим образованием их нередко путают.

В своей основополагающей работе А.Б. Герман (2011, с. 10) пишет: “Тафофлоры одного типа, т.е. обладающие существенными сходными чертами, включаются в один этап развития флоры

региона или субрегиона. Флора такого этапа характеризуется набором признаков... прослеживающихся у всех входящих в него тафофлор...”. Позже мы с Германом в совместной работе уточнили формулировку: “Тафофлоры, или палеофлористические комплексы, обладающие существенно сходными чертами, т.е. характерным сочетанием таксонов, качественным и количественным соотношением групп растений и т.д., мы рассматриваем как ископаемую флору или палеофлору, характеризующую этап развития флоры значительной территории (например, Северного Приохотья)...” (Щепетов и др., 2019, с. 4). Если принимать такое понимание термина “флора”, то авторам статьи следовало бы начать с объяснения/обоснования, почему — по каким признакам — тафофлоры с р. Обрывистая составляют единую флору. Однако об этом в статье почти не говорится.

В настоящее время введены в научный оборот следующие наиболее крупные и важные палео-

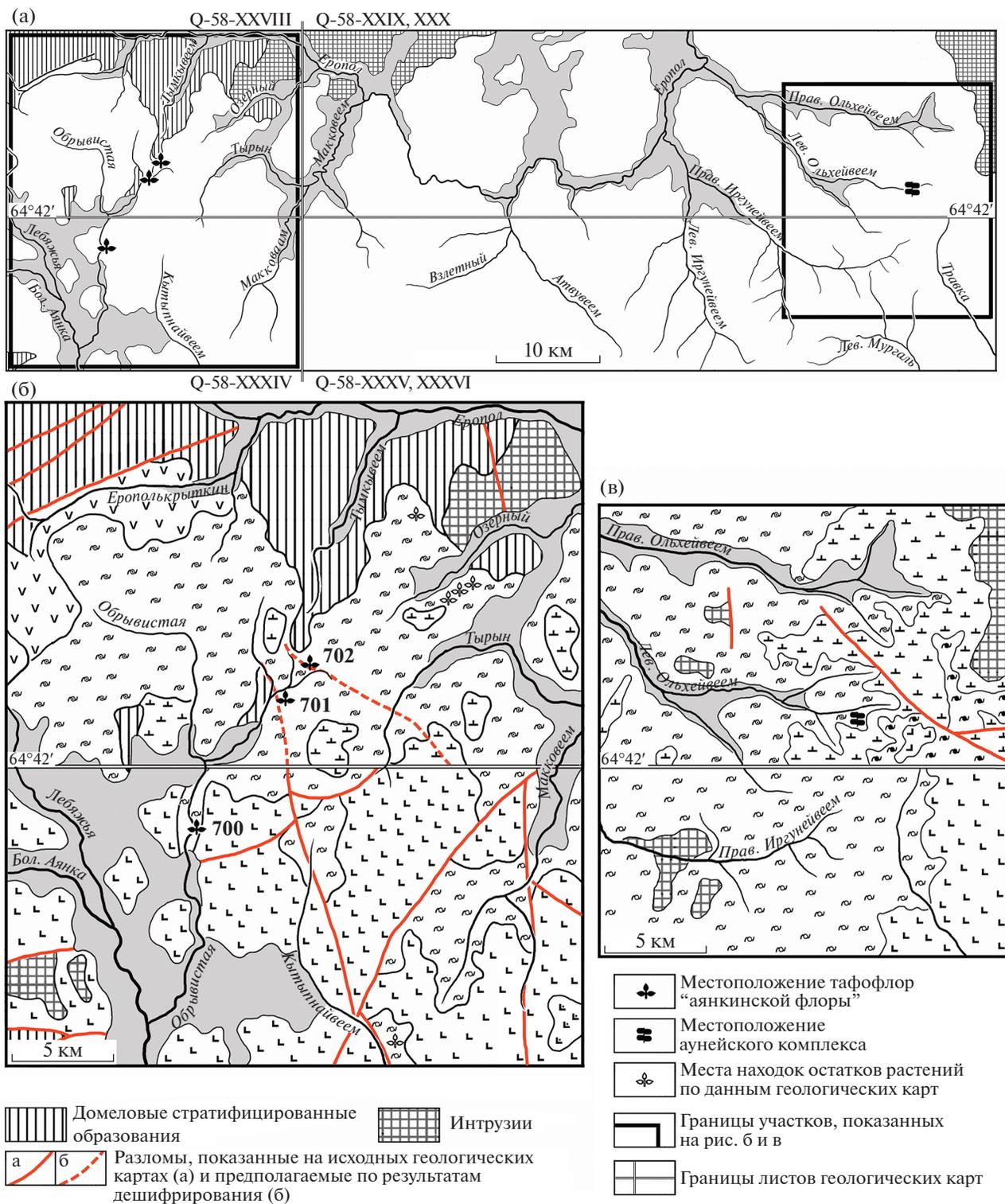


Рис. 2. Местоположение таифлор “аянкинской флоры” и аунейского флористического комплекса (а), схемы геологического строения бассейна р. Обрывистая (б) и верхьев р. Ольхейвеем (в) по данным государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000.

флористические объекты – флоры – Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: арманская (Nerpan et al., 2016), чинганджинская (Golovneva, 2019; Шепетов, Юдова, 2020) и ольская (Самылина,

1988; Шепетов и др., 2019), а также флора чаунской серии Центральной Чукотки (Шепетов, 1991; Головнева, 2018). В этом ряду могла бы оказаться и “аянкинская флора”, но пока, увы, нет уверенно-

Листы Q-58-XXXIV, XXXV, XXXVI ("Аэрогеология")		Листы Q-58-XXVIII, XXIX, XXX ("Севостгеология")		Стадии развития вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, возраст и палеофлористические объекты
Рыхлые четвертичные отложения			Рыхлые четвертичные отложения	
Безымьянная толща – субщелочные базальты	⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚	⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚	Чуванская толща – преимущественно базальты	Поздняя стадия – сантон-кампан. Ольская и амгуэмская флоры, усть-эмунарэтский комплекс
Атвувеемская свита – породы основного и среднего состава	⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚	⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚	Балаганная толща – кислые вулканиды	
Макковеемская свита – породы кислого и среднего состава	⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚	⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚	Тувыйская толща – вулканиды среднего состава	Ранняя стадия – турон-коньяк. Флора Tchaunia-Kolymella, арманская, чинганджинская, аликская, ульинская флоры, холоховчанский комплекс
Ильваамская свита (на рис. отсутствует) – вулканиды среднего состава		⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚	Аунейская толща – кислые вулканиды	
Осадочные породы (на рис. отсутствуют)		⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚ ⌚	Вилковская толща – вулканиды среднего состава	
			Осадочные породы (на рис. отсутствуют)	

Рис. 3. Стратиграфические колонки, использованные при картировании соответствующих листов геологических карт объединением "Аэрогеология" и СВПО "Севостгеология".

Показано, что флороносные породы макковеемской свиты могут быть стратиграфическими аналогами балаганной или аунейской толщ. Условные обозначения см. на рис. 2.

сти, что она действительно флора. В своем дальнейшем тексте я беру это название в кавычки.

Материал и методы. В этой главе М.Г. Моисеева и ее соавторы приводят характеристики местонахождений "аянжинской флоры". Из них следует, что хоть какая-то информация о стратиграфическом положении есть только для обнажений точки 700: "...близ кровли флороносной толщи кислого состава под покровами лав основного-среднего состава..." (Моисеева и др., 2022, с. 77). На большей части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса наблюдается пять толщ контрастного состава (Белый, 1977; Акинин, Миллер, 2011). Лавами основного-среднего состава в этой последовательности сложены первая, третья и пятая толщи. Первая отпадает, так что флороносные слои местонахождения 700 могут подстилать третью или пятую толщи. Это имеет принципиальное значение: две верхние толщи представляют позднюю стадию развития вулканогенного пояса и датируются сантоном-кампаном, а три нижние – раннюю стадию и датируются туроном-коньяком (Щепетов, Герман, 2019).

Местонахождения 701 и 702 располагаются в пределах толщи кислых вулканидов. Можно согласиться с М.Г. Моисеевой и ее соавторами, что это, скорее всего, одна и та же толща. А вот отношение к этой же толще местонахождения 700 мне представляется сомнительным. Авторы статьи

приводят, по сути, только один довод: "На геологических картах разрывных нарушений между местонахождениями не показано..." (Моисеева и др., 2022, с. 77). Однако если продлить разломы, показанные на листе с точкой 700, на территорию листа с точками 701 и 702 (рельеф это вполне позволяет), то местонахождения окажутся вполне убедительно отделены друг от друга разрывными нарушениями. Субмеридиональный разлом, трассирующийся с юга в район точки 701 (рис. 16), на геологической карте показан как взброс – восточный блок поднят относительно западного. "Можно с уверенностью полагать, что это – образования одного стратона, названного на южном и северном листах карты по-разному..." (Моисеева и др., 2022, с. 79) – да, полагать можно, но уж никак не с уверенностью.

Систематический состав аянжинской флоры. В качестве несомненного достоинства этой главы в работе М.Г. Моисеевой и ее соавторов (2022) можно отметить, что собственно составу "флоры" внимания уделено немного. Зато подробно охарактеризованы составы конкретных местонахождений. Увидеть состав всей "флоры" в целом можно в табл. 1 (Моисеева, 2022, с. 82). В ней отмечено присутствие вида в том или ином местонахождении. На мой взгляд, сходства в систематическом составе таофлоры 700 и комплексов 701, 702 не больше, чем различий. Для их объединения во флору нужна уверенность, что они про-

исходят с одного стратиграфического уровня. Причем яркое “лицо” имеет только комплекс точки 700, а остальные – обычные тафофлоры из вулканитов ранней стадии развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (флора аликского типа).

Из точки 701 определены: *Thallites* sp. 1, *Equisetites* sp., *Coniopteris tschuktschorum* (Krysht.) Samyl., *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis* sp. 2, *Arctopteris* cf. *ilrnnensis* Golovn., *Arctopteris* sp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* Heer, *Ginkgo* ex gr. *digitata* Brong., *Cupressinocladus* sp., *Metasequoia* sp. 1, “*Sequoia*” sp., шишки *Cupressaceae* тип 4 (подсем. *Sequoiaceae*?), микростробилы *Cupressaceae* тип 2, *Pityophyllum* sp., *Pityocladus* sp., *Pagiophyllum* sp., *Elatocladus* sp. 2, “*Macclintockia*” *ochotica* Vachr. et Herman, *Dicotylophyllum* sp. 4, *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysht., *Phragmites* sp., *Nyssidium* sp., *Carpolites* sp. Из молодых форм растений, характерных для флор поздней стадии развития Охотско-Чукотского пояса (сантон–кампан), тут можно отметить только “*Macclintockia*” *ochotica* Vachr. et Herman. Однако и этот вид представлен “фрагментами листьев плохой сохранности” (Моисеева и др., 2022, с. 84). Вероятно, будучи обнаруженными “без контекста”, эти фрагменты были бы определены как *Trochodendroides* sp. При этом папоротники *Coniopteris tschuktschorum* (Krysht.) Samyl. и *Arctopteris* cf. *ilrnnensis* Golovn. описаны из турон-коньякских палеофлор ранней стадии развития Охотско-Чукотского пояса, а остальные формы растений такой датировке не противоречат.

Из точки 702 М.Г. Моисеевой с соавторами (2022) определены: *Cladophlebis* sp. 1, *Raphaelia* (?) sp., *Heilungia* (?) sp., *Parataxodium* sp., *Parataxodium* cf. *wigginsii* Arnold et Lowther, *Metasequoia* sp. 1, *Metasequoia* sp. 2, *Trochodendroides* sp. 1, *Trochodendroides* sp. 2, “*Macclintockia*” *ochotica* Vachr. et Herman, *Menispermities* sp., *Celastrophyllum* sp., *Dicotylophyllum* sp. 5, *Dicotylophyllum* sp. 6, *Nyssidium* sp. Здесь также молодые формы представлены лишь “*Macclintockia*” *ochotica* Vachr. et Herman. Один из соавторов рассматриваемой статьи – А.Б. Герман – является крупнейшим специалистом по меловым покрытосеменным. Не оспаривая его заключений, отмечу, что представленный в статье материал по этому виду из точки 702 я бы определил лишь как *Trochodendroides* sp. или *Trochodendroides* cf. *tumanensis* Yudova. Зато относительно древние формы представлены *Raphaelia* (?) sp. и *Heilungia* (?) sp., которые отсылают читателя сразу в юру или ранний мел. Правда, оба рода определены предположительно, папоротник *Raphaelia* с равным успехом можно назвать *Osmunda*, а представитель *Heilungia* нечасто, но регулярно встречаются в заведомо поздне меловых флорах из вулканитов ранней стадии развития Охотско-Чукотского пояса.

Таким образом, для тафофлор точек 701 и 702 нет никаких противоречий между их систематическим составом и стратиграфическим положением – они происходят из первой снизу толщи кислых вулканитов Охотско-Чукотского пояса. В данном районе толща названа “аунейской”. Ее стратиграфическими аналогами в вулканогенном поясе являются нижняя подсвита еропольской свиты, пыкарваамская, юмская, хольчанская, амкинская и т.д. свиты, датируемые, как и все вулканиты ранней стадии, туроном–коньяком (Шепетов, Герман, 2019). Из накоплений этой толщи известны аунейский, мечкеревский, геданский, карамкенский флористические комплексы, а также комплексы крупных палеофлор *Tchaunia-Kolymella*, аликской и ульинской. Систематический состав тафофлор 701 и 702 вполне согласуется с составом перечисленных палеофлористических объектов.

Сравнение с другими поздне меловыми флорами и возраст аянкинской флоры. К сожалению, с другими поздне меловыми флорами авторы рассматриваемой статьи сравнивают “аянкинскую флору” в целом, т.е. неоправданно, на мой взгляд, созданную совокупность растений трех тафофлор. Результаты сравнения таковы: более всего “аянкинская флора” похожа на раннекампанскую барыковскую флору района бухты Угольной, а также на верхнебыстринскую флору Северо-Западной Камчатки того же возраста. Имеется “сходство с усть-эмунеретской флорой из вулканогенных образований Центральной Чукотки” (Моисеева и др., 2022, с. 88) сантон-кампанского возраста. Замечу, что упомянутый объект является не флорой, а тафофлорой, или комплексом, поскольку происходит из одного местонахождения (Лебедев, 1987; Моисеева, Соколова, 2014). Определенное сходство отмечено с сантон?-раннекампанской флорой Ранняя Когосакрак Северной Аляски. Небольшое сходство наблюдается с ольской флорой Северного Приохотья. А вот с турон-коньякскими арманской, ульинской флорами и флорой *Tchaunia-Kolymella* (в статье названа “чаунской флорой”) установлено лишь незначительное сходство.

“Таким образом, детальное сравнение аянкинской флоры показало ее несомненное сходство с сантон-кампанскими флорами Северо-Востока России и Северной Аляски... что позволяет нам сделать вывод о наиболее вероятном сантон-кампанском возрасте аянкинской флоры” (Моисеева и др., 2022, с. 92). С этим выводом спорить трудно, однако можно высказать ряд замечаний. При чтении данной главы все-таки создается впечатление, что при сравнениях речь идет главным образом о тафофлоре точки 700 (иногда авторы об этом говорят прямо). Это она похожа на сантон-кампанские флоры и не похожа на турон-коньякские. Кроме того, если бы авторы статьи провели сравнение “аянкинской флоры” не с турон-ко-

ньякской арманской флорой, а с богатой покрытосеменными чинганджинской (Golovneva, 2019), может быть, их представления изменились бы?

Сравнение с ульинской флорой проведено по материалам Л.Б. Головневой (Akinin et al., 2019), а они представляют эту флору далеко не полностью. Основные ульинские коллекции, собранные Е.Л. Лебедевым в 70-х гг. XX в. в междуречье Улья–Урак, были обнаружены лишь весной 2021 г. Когда автор настоящей заметки занимался в ГИН РАН обработкой этих материалов, там шла подготовка статьи М.Г. Моисеевой с соавторами (2022). Мне удалось мельком просмотреть какую-то часть коллекции “аянkinской флоры”. Из всего, виденного ранее, она показалась мне более всего похожей на ульинскую флору. После знакомства со статьей Моисеевой и ее соавторов (2022) это мое впечатление только усилилось.

Растительные сообщества “аянkinской флоры”. Глава начинается фразой: “Флороносные отложения изученных местонахождений аянkinской флоры примерно одновозрастны, однако составы ископаемых растений из них заметно различаются...” (Моисеева и др., 2022, с. 92). Далее изложены объяснения, почему такое оказалось возможным. Правда, самое простое объяснение М.Г. Моисеева и ее соавторы не рассматривают: если “составы заметно различаются”, а стратиграфических данных нет, то, может быть, они просто не “примерно одновозрастны”? Однако буду исходить из версии, предложенной авторами рассматриваемой статьи.

Недавно вместе с известным геоботаником В.Ю. Нешатаевой мы попытались объяснить разнообразие составов одновозрастных таофлор Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Щепетов, Нешатаева, 2019). Валентина Юрьевна много лет изучает процессы восстановления растительного покрова в области современного вулканизма Камчатки, что позволило нам применить метод актуализма. Суммируя наши выводы, можно сказать, что на состав конкретного захоронения растений в области активного вулканизма влияет такое множество факторов, что списочный состав конкретного флористического комплекса можно признать в значительной мере случайным.

Вряд ли “флористический комплекс местонахождения 701, скорее всего, отражает склоновую растительность, тогда как растения, остатки которых были встречены в местонахождении 702, вероятно, населяли локально пониженные участки рельефа – берега реки или озера...” (Моисеева и др., 2022, с. 95). Скорее всего, те и другие существовали в пределах изменности, где растительность периодически уничтожалась или повреждалась пеплопадами. Каждый раз она начинала восстанавливаться за счет случайно уцелевших видов и уничтожалась вновь. А уцелеть могли предста-

вители древних или молодых групп растений или тех и других в равной мере. Но и этого мало – чтобы оставить след в геологической летописи, растениям нужно было оказаться в таком месте, откуда можно попасть в захоронение, которое сохранится. Наверное, это тоже было делом случая – каким-то растениям повезло больше, а каким-то меньше.

“Аянkinская флора представляет собой яркое свидетельство внедрения из прилегающих с востока приморских низменностей растительных сообществ с доминированием продвинутых покрытосеменных на территорию вулканического нагорья, населенную в позднем мелу сообществами, в которых доминировали папоротники и хвойные и еще сохранились растения, характерные для флор раннего и начала позднего мела...” (Моисеева и др., 2022, с. 96). Процитированная фраза убедительно обрисовывает позднемеловой флорогенез в рассматриваемом районе. Однако к ней есть несколько замечаний. Внедрение растительных сообществ с приморских низменностей во внутриматериковые области, безусловно, происходило. Однако для усть-эмунарэтского, холоховчанского комплексов и “аянkinской флоры” более вероятной мне представляется обратная ситуация: здесь наземный вулканизм внедрился на периферию области существования приморских растительных сообществ, которым пришлось к нему приспособляться (Щепетов и др., 2019). Кроме того, вызывает сомнения “территория вулканического нагорья”, куда проникали растения-новоселы. Возможно, где-то такие нагорья и были, но мы о них ничего не знаем. На современном эрозионном срезе остались только центральные части вулканоструктур оседания, формировавшиеся близ базиса эрозии (Щепетов, Нешатаева, 2019; Щепетов и др., 2019).

Стратиграфическое положение флороносных отложений. В этой главе М.Г. Моисеева и ее соавторы пытаются коррелировать стратиграфические колонки двух листов среднемасштабных геологических карт, составленных объединением “Аэрогеология” (точка 700) и СВПГО “Севостгеология” (точки 701 и 702) (рис. 3). Аналогичные попытки я предпринимал неоднократно (Щепетов и др., 2019; Щепетов, 2020) и пришел к выводу, что они не коррелируются, поскольку построены по разным принципам – объединением “Аэрогеология” здесь был применен “комплексный геолого-фитостратиграфический подход к стратиграфии меловых вулканитов” (Лебедев, 1987, с. 17).

Как уже отмечалось, на большей части Охотско-Чукотского пояса распространены пять толщ контрастной последовательности вулканизма. Геологи СВПГО “Севостгеология” выделяют и картируют эти толщи как местные стратиграфические подразделения. Не берусь объяснить, что именно картируют сотрудники объединения “Аэрогеоло-

гия” в качестве таких подразделений. В бассейне р. Аянка я проводил полевые наблюдения только будучи студентом-практикантом, так что теперь судить могу лишь по изданным картографическим материалам. Из этих материалов следует, что в состав макковеевской свиты (местонахождение 700) в разных местах оказываются включены кислые вулканы и второй, и четвертой толщ контрастной последовательности вулканизма, а также — с высокой долей вероятности — разделяющая их третья толща вулканитов среднего состава. Причем на листе Q-58-XXXIV, где расположена точка 700, и на соседних, выполненных объединением “Аэрогеология”, никакой закономерности не наблюдается: макковеевская свита может соответствовать только нижней кислой толще, только верхней или обеим сразу, включая разделяющие их андезибазальты. Поскольку в большинстве случаев фациальные разности на картах не прорисованы, объяснить эту странную стратиграфию не представляется возможным.

На границе листов Q-58-XXVIII и Q-58-XXXIV поле выходов кислых вулканитов макковеевской свиты смыкается с полем выходов нижней толщ кислых вулканитов, названной здесь “аунейской”. В пределах выходов аунейской толщ расположено местонахождение аунейского флористического комплекса (Головнева, Шепетов, 2013) и местонахождения точек 701 и 702. Мне кажется, что серьезных оснований считать комплексы 701 и 702 моложе аунейского комплекса в статье М.Г. Моисеевой с соавторами (2022) не приводится. Однако авторы статьи эти комплексы рассматривают вместе с тафофлорой точки 700 в качестве единой флоры, которая моложе турон-коньякских флор из трех нижних толщ вулканогенного пояса. Полагаю, что из этой ситуации есть три “легитимных” выхода.

1. Отделить тафофлоры точек 701 и 702 от комплекса точки 700 и считать, что они происходят из **разных** (второй и четвертой) толщ контрастной последовательности вулканизма Охотско-Чукотского пояса.

2. В пределах вулканогенного пояса признать отсутствие фито­стратиграфической границы между туроном—коньяком и сантоном—кампаном.

3. Пересмотреть датировку “аян­кин­ской флоры”.

Несмотря на все многочисленные аргументы, приведенные в статье М.Г. Моисеевой с соавторами (2022), предпочтительным мне представляется третий вариант, поскольку он не требует создания новых геологических сущностей.

Заключение. В завершающей части статьи М.Г. Моисеевой и ее соавторов (2022, с. 97) обращает на себя внимание вывод “относительно стратиграфического положения флороносных отложений аян­кин­ской флоры”. Авторы предлагают довольно странную стратиграфическую кон-

струкцию: аунейская толща и макковеевская свита — стратиграфические аналоги; из нижней части этой аунейско-маковеевской толщ происходит турон-коньякский аунейский комплекс, а из верхней — сантон-кампанская “аян­кин­ская флора”. “Можно предположить, что вулканы базальной толщ отражают локальный эпизод большого вулканизма, предшествовавший излиянию “верхних” базальтов ОЧВП — чуванской толщ и ее аналогов — и не проявившийся в прилегающих с запада районах...” (Моисеева и др., 2022, с. 97). Отмечу, что локальный эпизод, предшествовавший излиянию “верхних” базальтов, сформировал если не большую, то значительную часть вулканитов Охотско-Чукотского пояса. Из вулканитов этого эпизода происходят усть-эмунарэцкий флористический комплекс, ольская флора и, судя по предлагаемой датировке, “аян­кин­ская флора”. Мне кажется, в такой ситуации логичнее предположить, что в районе местонахождений “аян­кин­ской флоры” из разреза выпадает вторая толща вулканитов среднего состава — такое в вулкано­генном поясе бывает. Тогда действительно получится как бы единая “аунейско-маковеевская” толща турон-кампанского возраста. Правда, в этом случае придется признать, что в данном районе геологи ошиблись и вулканы тувыйской толщ на самом деле являются “верхними” базальтами.

Собственное заключение автора заметки. Вот уже много лет “аян­кин­ская флора” или “аян­кин­ский комплекс” на слуху у всех, кто занимается стратиграфией и палеофлористикой неморского мела Северо-Востока Азии. Статья М.Г. Моисеевой и ее соавторов (2022) дает наконец возможность увидеть и оценить этот знаменитый объект. Мои впечатления таковы:

1. Аян­кин­ская флора в понимании М.Г. Моисеевой и ее соавторов — это **не флора**, не единый палеофлористический объект. Это три тафофлоры, заметно различающиеся по систематическому составу. Их стратиграфические соотношения неясны или спорны.

2. Если же все-таки принять “аян­кин­скую флору” именно как флору, то фито­стратиграфическим **репером она быть не может**. Такой репер нужен для решения стратиграфических задач, а стратиграфическое положение “аян­кин­ской флоры” само под вопросом.

Опираясь на опыт полевых работ и анализа картографических материалов по Охотско-Чукотскому вулкано­генному поясу, полагаю **наиболее вероятным** (но не более того!), что тафофлоры точки 700 и точек 701 и 702 приурочены соответственно к четвертой и второй толщам контрастной последовательности вулканизма этой структуры. Датироваться они должны по-разному — сантоном—кампаном и туроном—коньяком соответственно.

И последнее: область информационной неопределенности вокруг “аянжинской флоры” создает, на мой взгляд, ее сборный характер и... **сантон-кампанская датировка**. Если бы тафофлоры “аянжинской флоры” были датированы туронном—коньяком, то почти все вопросы оказались бы сняты. Может быть, М.Г. Моисеева и ее соавторы все-таки ошиблись?..

Благодарности. Автор выражает искреннюю признательность И.Л. Жулановой (СВКНИИ ДВО РАН) и Е.Ю. Барабошкину (МГУ) за ценные замечания по тексту и иллюстрациям данной заметки.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы госзадания Ботанического института РАН “Ископаемые растения России и сопредельных территорий: систематика, филология, палеофлористика и палеофитогеография” (№ 122011900029-7).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Миллер Э.Л.* Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.
- Белый В.Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Недра, 1977. 171 с.
- Герман А.Б.* Альбская—палеоценовая флора Северной Пацифики. М.: ГЕОС, 2011. 280 с (Тр. ГИН РАН. Вып. 592).
- Головнева Л.Б.* Чаунская флора Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. СПб.: Марафон, 2018. 308 с.
- Головнева Л.Б., Щепетов С.В.* Аунейский флористический комплекс из верхнемеловых отложений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *Палеоботаника*. 2013. Т. 4. С. 96–115.
- Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 421).
- Моисеева М.Г., Соколова А.Б.* Новые данные о составе и возрасте усть-эмунарэетской флоры бассейна р. Энмываам (Центральная Чукотка) // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2014. Т. 22. № 3. С. 45–63.
- Моисеева М.Г., Герман А.Б., Соколова А.Б.* Стратиграфическое положение и состав аянжинской флоры из верхнего мела Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, Северо-Восток России // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2022. Т. 30. № 4. С. 76–99.
- Самылина В.А.* Аркагалинская стратофлора Северо-Востока Азии. Л.: Наука, 1988. 131 с.
- Щепетов С.В.* Среднемеловая флора чаунской серии (Центральная Чукотка). Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. 145 с.
- Щепетов С.В.* К проблеме становления флор кайнофита на Северо-Востоке Азии: стратиграфическое положение и возраст флоры буор-кемюсского типа. СПб.: Марафон, 2020. 80 с.
- Щепетов С.В., Герман А.Б.* К вопросу о стратиграфии и флорах неморского мела Северо-Востока России // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2019. Т. 27. № 3. С. 40–52.
- Щепетов С.В., Нешатаева В.Ю.* К проблеме корреляции толщ неморского мела Северо-Востока России: условия формирования флор вулканической области // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2019. Т. 27. № 6. С. 41–54.
- Щепетов С.В., Юдова Д.А.* Чинганджинская палеофлора и возраст меловых вулканитов междуречья Балыгычан—Сугой и прилегающей части Охотско-Колымского водораздела // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2020. Т. 28. № 5. С. 101–115.
- Щепетов С.В., Герман А.Б., Нешатаева В.Ю.* Формирование палеофлор и меловой вулканизм на Северо-Востоке Азии. СПб.: Марафон, 2019. 184 с.
- Akinin V.V., Golovneva L.B., Salnikova E.B., Anisimova I.V., Shczepetov S.V., Nosova N.V.* The composition and age of the Ul'ya flora (Okhotsk-Chukotka volcanic belt, North-East of Russia): paleobotanical and geochronological constraints // *Acta Palaeobot.* 2019. V. 59. № 2. P. 251–276.
- Golovneva L.B.* The Chingandzha flora of the Okhotsk-Chukotka volcanic belt // *Palaeobotany*. 2019. V. 10. P. 13–179.
- Herman A.B., Golovneva L.B., Shczepetov S.V., Grabovskiy A.A.* The Late Cretaceous Arman Flora of Magadan Oblast, North-Eastern Russia // *Stratigr. Geol. Correl.* 2016. V. 24. № 7. P. 651–760.

Рецензенты Е.Ю. Барабошкин, И.Л. Жуланова

On the Ayanka Flora from the Upper Cretaceous of North-Eastern Russia

S. V. Shczepetov[#]

Komarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

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

A paper by M.G. Moiseeva and co-authors on the Ayanka flora from the nonmarine Cretaceous of North-Eastern Asia is critically reviewed. It is shown that this palaeofloristic object can not be considered as a palaeoflora since taphofloras composing it are significantly different in their systematic composition, and stratigraphic relations of their host deposits are uncertain. The authors of the paper under review believe that all three palaeofloristic assemblages of the “Ayanka flora” are Santonian—Campanian in age which seems to be not quite justified.

Keywords: palaeobotany, stratigraphy, Santonian, Campanian, floristic assemblage, plant communities, Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt, North-Eastern Russia