

ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ СИБИРИ

ЕЖЕКВАРТАЛЬНЫЙ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

Главный редактор – Акад. РАН М. И. Эпов (Новосибирск) Редакционная коллегия Свиньин В. Ф., отв. редактор, зам.

гл. редактора (Новосибирск) Афанасенков А. П., д.г.-м.н. (Москва) Брехунцов А. М., д.г.-м.н. (Тюмень) Варламов А. И., д.г.-м.н. (Москва) Герт А. А., д.э.н. (Новосибирск) Жаркова В., д.ф.-м.н., проф. (Ньюкасл, Великобритания)

Зайнидинов Х., д.т.н. (Ташкент, Узбекистан)

Конторович А. Э., акад. РАН (Новосибирск)

Крюков В. А., акад. РАН (Новосибирск) Мельников Н. В., д.г.-м.н. (Новоси-

бирск) Похиленко Н. П., акад. РАН (Новосибирск) Птицын А. Б., д.г.-м.н. (Чита)

- Сейфуль-Мулюков Р. Б., д.г.-м.н., проф.
- (Москва) Собисевич А. Л. чл.-кор. РАН (Москва) *Тригубович Г. М.*, д.т.н., проф., зам. гл. редактора (Новосибирск)
- Шацкий В. С., акад. РАН (Новосибирск) Шин Е. Ч., проф. (Инчхон, Республика Корея)

Редакционный совет Алексеев Г. Ф., к.т.н. (Кемерово)

Бакиев С., д.г.-м.н., проф. (Ташкент, Узбекистан) Будников И. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)

- Васильев В. И., к.г.-м.н. (Иркутск) Гармаев Е. Ж., чл.-кор. РАН (Улан-Удэ) Глинских В. Н., чл.-кор. РАН (Новоси-
- бирск) Девятов В. П., д.г.-м.н. (Новосибирск)

Ефимов А. С. (Новосибирск) Жуков К. А., к.э.н. (Новосибирск) Клишин В. И., чл.-кор. РАН (Кемерово)

- Конторович В. А., чл.-кор. РАН (Новосибирск)
- Ларичев А. И., к.г.-м.н. (Санкт-Петербург) Мигурский А. В., д.г.-м.н. (Новоси-

бирск)

оирск) Поляков А. А. (Москва) Сальников А. С., д.г.-м.н. (Новоси-бирск) Смирнов Е. В., к.г.-м.н. (Новосибирск) Смирнов Е. В., к.г.-м.н. (Повосионрск) Смирнов М. Ю., к.г.-м.н. (Москва) Татьянин Г. М., к.г.-м.н. (Томск) Филипцов Ю. А., д.г.-м.н. (Красноярск) Черных А. И., к.г.-м.н. (Москва) Шиганова О. В., к.г.-м.н. (Новосибирск)

Эдер Л. В., д.э.н. (Москва)

Редакция

Воронина Т. А. . Изотова Е. С. Карпунин А. Г.

> 630091, Новосибирск, Красный проспект, 67 Тел./факс (383) 230-94-05 E-mail: journal@sniiggims.ru www.jourgimss.ru

Содержание

И. Д. Зольников, А. В. Шпанский, М. В. Михаревич. Проблемы четвертичной стратиграфии Сибирского региона3
<i>И.Д.Зольников.</i> О стратиграфическом значении низких террас сузунской толщи Верхнего Приобья
И. Д. Зольников, А. А. Анойкин, А. В. Постнов, А. В. Выборнов, Е. А. Фила- тов, А. В. Васильев, Е. В.Пархомчук. Проблемы расчленения и корреляции аллювиальных отложений неоплейстоцена Нижнего Приобья
И. Д. Зольников, Е. В. Деев. Стратиграфическое значение аллювиальных от- ложений Горного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене
<i>В. М. Колямкин, Т. А. Шаталина, А. В. Шпанский</i> . Опорный разрез гелазия и эоплейстоцена Государев Лог
<i>М.В.Михаревич, И.С.Новиков, О.Б.Кузьмина.</i> Рельеф и отложения позд- некайнозойского времени северо-западной части Центрально-Якутской равнины и сопредельной территории Восточно-Сибирского плоскогорья (лист Q-51)47
<i>М. В. Михаревич, А. В. Шпанский</i> . Проблемы возрастной и генетической ди- агностики четвертичных отложений в долине среднего течения р. Енисей (Енисей-Нижнеангарский стратиграфический район и район Минусинских котловин)
И.С.Новиков. Изменение глобального базиса денудации в позднем ме- зозое и кайнозое и его влияние на формирование геоморфологической структуры в районах с разным неотектоническим режимом
<i>Д. Г. Маликов, С. Е. Голованов.</i> Морфология первого нижнекоренного зуба <i>Microtus gregalis</i> (Rodentia, Arvicolinae) из среднего неоплейстоцена Пред- алтайской равнины
Наши авторы



GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES **OF SIBERIA**

QUARTERLY SCIENTIFIC AND TECHNICAL JOURNAL

Editor Acad. RAS M.I.Epov (Novosibirsk)

Editorial board:

Svinyin V.F., executive editor, associated editor, Novosibirsk Afanasenkov A.P. (Mocsow) Brekhuntsov A.M., DSc (Tyumen) Gert A.A., DSc (Novosibirsk) Kontorovich A.E., acad. RAS (Novosibirsk) Kryukov V. A., acad. RAS (Novosibirsk) Melnikov N.V., DSc (Novosibirsk) Pokhilenko N.P., acad. RAS (Novosibirsk) Ptitsyn A.B., DSc (Chita) Shatskiy V. S., acad. RAS (Novosibirsk) Shin E.Ch., PhD, prof. (Incheon, Republic of Korea) Seiful'-Mulyukov R.B., DSc, prof. (Moscow) Sobisevich A. L., corr. memb. RAS (Moscow) Trigubovich G.M., DSc, prof., associated editor (Novosibirsk) Varlamov A.I., DSc (Moscow) Zainidinov Kh., DSc (Tashkent, Uzbekistan) Zharkova V., DSc, prof. (Newcastle, United Kingdom) Editorial council: Alekseev G.F., PhD (Kemerovo) Bakiyev S., DSc, prof. (Tashkent, Uzbekistan) Budnikov I.V., PhD (Novosibirsk) Chernykh A.I., PhD (Moscow) Devyatov V.P., DSc (Novosibirsk) Eder L. V., DSc (Moscow) Efimov A.S. (Novosibirsk) Filiptsov Yu.A., DSc (Krasnoyarsk) Garmayev Ye.Zh., corr. memb. RAS (Ulan-Udé) Glinskikh V.N., corr. memb. RAS (Novosibirsk) Klishin V.I., corr. memb. RAS (Kemerovo) Kontorovich V.A., corr. memb. RAS (Novosibirsk) Larichev A.I., PhD (St. Petersburg) Migurskiy A.V., DSc (Novosibirsk) Migurskiy A.V., DSC (NoVosibirsk) Polyakov A. A. (Moscow) Salnikov A. S., DSc (Novosibirsk) Shiganova O.V., PhD (Novosibirsk) Smirnov E.V., PhD (Novosibirsk) Smirnov M.Yu., PhD (Moscow) Tatyanin G.M., PhD (Tomsk) Vasilyev V.I., PhD (Irkutsk) Zhukov K.A., PhD (Novosibirsk)

Editorial staff

Voronina T.A. Izotova E.S. Karpunin A.G.

> 630091, Novosibirsk, Russia Krasny prospect, 67 Tel./fax +7 (383) 230-94-05 E-mail: journal@sniiggims.ru www.jourgimss.ru

Content

I. D. Zolnikov, A. V. Shpansky, M. V. Mikharevich. Problems of the Quaternary stratigraphy of the Siberian region	3
<i>I. D. Zolnikov.</i> On the stratigraphic significance of the low terraces of The Suzun Strata of the Upper Ob River Region	7
I.D.Zolnikov, A.A. Anoykin, A.V.Postnov, A.V.Vybornov, E.A.Filatov, A.V.Vasilyev, E.V.Parkhomchuk. Problems of differentiation and correlation of alluvial deposits of the Neo-Pleistocene in the Lower Ob Region	. 18
I. D. Zolnikov, E. V. Deev. Stratigraphical significance of the Gorny Altai alluvial deposits in the Late Pleistocene and Holocene	. 28
V. M. Kolyamkin, T. A. Shatalina, A. V. Shpansky. Gosudarev Log reference section of the Gelasian and eopleistocene	.36
M. V. Mikharevich, I. S. Novikov, O. B. Kuzmina. Relief and deposits of the late Cenozoic period of the northwestern part of the Central Yakut plain and adjacent territory of the East Siberian Plateau (sheet Q-51)	.47
<i>M. V. Mikharevich, A. V. Shpansky.</i> Problems of age and genetic diagnostics of quaternary deposits in the valley of the Yenisei River middle course (Yenisei – Lower Angara stratigraphic region and the Minusinsk basins area)	. 57
<i>I. S. Novikov.</i> Change in the global denudation base in the Late Mesozoic and Cenozoic and its influence on the formation of geomorphological structure in areas with various neotectonic regimes	.69
D. G. Malikov, S. E. Golovanov. Morphology of the first mandibular tooth Microtus gregalis (Rodentia, Arvicolinae) from the Middle Pleistocene of the Pre-Altai Plain	.86
Our authors	.93

УДК 551.79+551.4.07(571.1/.5)

ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СТРАТИГРАФИИ СИБИРСКОГО РЕГИОНА

И.Д.Зольников^{1,2,3}, А.В.Шпанский⁴, М.В.Михаревич⁵

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, ³Институт географии РАН, Москва, Россия; ⁴Томский государственный университет, Томск, Россия; ⁵Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

Специальный выпуск журнала посвящен современным дискуссионным проблемам, возникающим при исследованиях квартера Сибири. Инициатива обсуждения этих проблем и нового фактического материала, требующего переосмысления устаревших стратиграфических построений, принадлежала секции четвертичной системы СибРМСК и была поддержана ведущими специалистами, активно работающими в регионе. Следует отметить, что в данном выпуске затронуты далеко не все нерешенные вопросы по геологии, стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода Сибири.

Ключевые слова: Западная Сибирь, Восточная Сибирь, кайнозой, квартер, эоплейстоцен, неоплейстоцен, биостратиграфия, палеоморфология.

PROBLEMS OF THE QUATERNARY STRATIGRAPHY OF THE SIBERIAN REGION

I. D. Zolnikov^{1,2,3}, A. V. Shpansky⁴, M. V. Mikharevich⁵

¹V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS, ²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia, ³Institute of Geography of the RAS, Moscow, Russia; ⁴Tomsk State University, Tomsk, Russia; ⁵Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia

This special issue of the journal is devoted to modern controversial subjects arising during the research of the Siberian Quaternary system. The initiative to discuss these problems and new factual material that requires rethinking outdated stratigraphic constructions belonged to the section of the Quaternary system of SIBRMSK and was supported by leading experts actively working in the region. It should be noted that this issue does not cover all the unresolved issues on the geology, stratigraphy and paleogeography of the Quaternary period of Siberia.

Keywords: West Siberia, East Siberia, Cenozoic, Quaternary system, Eopleistocene, Neo-Pleistocene, biostratigraphy, paleomorphology.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-10c-3-6

Стратиграфическая ревизия верхнего отдела четвертичной системы региона назрела давно. Для всей территории восточнее Урала за последние полвека устоявшимся эталоном фактически стала следующая последовательность горизонтов палеоклиматического обоснования: казанцевский межледниковый, ермаковский ледниковый, каргинский межледниковый, сартанский ледниковый. На современном этапе исследований большой объем радиоуглеродных и люминесцентных дат по северу Западной Сибири приводит к признанию стратотипов для этих подразделений невалидными [1]. Сложившаяся ситуация требует для верхнего отдела региональной шкалы выделения новых стратиграфических подразделений по новым стратотипам с новыми названиями и надежной фациально-генетической, геохронометрической, палеонтологической аргументацией, доведенной до научной общественности в рецензируемых публикациях.

Межведомственное полевое совещание по вопросам строения долины р. Енисей и ее притоков на территории республик Хакасия, Тува и юга Красноярского края, проведенное для оптимизации стратиграфической схемы Алтае-Саянской горной области [2], позволило установить, что ни в одном из обнажений в долине р. Енисей в пределах Тувинской котловины не были подтверждены морены, выделявшиеся предшественниками. Это требует исключения из стратиграфической схемы и из серийной легенды ондумской, бийхемской, теректигхемской, улугхемской морен. Также в связи с отсутствием представительных разрезов выявилась необходимость упразднения ряда местных стратиграфических подразделений, не имеющих стратотипов: чаооваартской свиты, усунугского лимния, окимульского и ербекского аллювия.

Актуальная проблема в исследованиях четвертичного периода Сибири и практического применения новых данных в геолого-съемочных работах региона – слабая палеонтолого-стратиграфическая обоснованность выделения стратонов и региональных стратиграфических схем. В связи с принятием новой границы между неогеновой и четвертичной системами на уровне 2,588 млн лет и включением гелазия в состав квартера остро встал вопрос выявления в регионах отложений, соответствующих этому возрастному интервалу, и палеонтологостратиграфического обоснования их геологического возраста. В качестве одного из возможных опорных разрезов, включающих древние отложения, приводится характеристика обнажения Государев Лог около Красноярска (статья В. М. Колямкина, Т. А. Шаталина, А. В. Шпанского «Опорный разрез гелазия и эоплейстоцена Государев Лог» в текущем выпуске). В среднем течении р. Чулым (Томская область) проведено палеонтолого-стратиграфическое обоснование опорного разреза отложений третьего звена верхнего отдела неоплейстоцена [7]. Проведен ана№ 10c ♦ 2021

лиз состояния изученности четвертичных отложений и обоснования их возраста и генезиса в долине среднего течения р. Енисей (статья М. В. Михаревич, А. В. Шпанского «Проблемы возрастной и генетической диагностики четвертичных отложений в долине среднего течения р. Енисей (Енисей-Нижнеангарский стратиграфический район и район Минусинских котловин)»). В последние годы получены новые результаты палеонтолого-стратиграфических исследований, уточняющих и даже меняющих наши представления о составах фаунистических комплексов млекопитающих и стратиграфического распространения некоторых таксонов. Так, уточнен видовой состав подпуск-лебяжьинского фаунистического комплекса млекопитающих Западно-Сибирской равнины; из двух местонахождений Павлодарского Прииртышья описаны остатки Stephanorhinus etruscus [8] и Elasmotherium peii. Для Mammuthus trogontherii chosaricus, Elasmotherium sibiricum и Stephanorhinus kirchbergensis получены радиоуглеродные даты, указывающие на существование этих таксонов в МИС 3 [4, 10, 12, 13]. Находки Camelus knoblochi предположительно более молодого возраста отмечены С. К. Васильевым на р. Чумыш [6].

Биостратиграфические построения по мелким млекопитающим также требуют уточнения. Если комплексы, установленные для эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена, имеют надежное обоснование [3, 19], то для среднего и позднего неоплейстоцена юга Западной Сибири самостоятельных комплексов мелких млекопитающих не выделено. Новые данные по микротериофауне Предалтайской равнины могут помочь определить биостратиграфическое значение мелких млекопитающих для среднего и позднего неоплейстоцена (статья Д. Г. Маликова, С. Е. Голованова «Морфология первого нижнекоренного зуба *Microtus gregalis* (Rodentia, Arvicolinae) из среднего неоплейстоцена Предалтайской равнины»).

Эти и другие новые данные требуют переосмысления и переоценки составов и стратиграфических объемов, а возможно, и статуса фаунистических комплексов млекопитающих.

Одной из важнейших проблем является обновление стратиграфической шкалы квартера горного обрамления Сибирского региона. Прежний ее вариант в соответствии с решениями межведомственного рабочего совещания по разработке региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Алтае-Саянской области (Новосибирск, 22-23 ноября 2018 г.) признан не соответствующим современным данным. В этом отношении несомненный интерес представляет сводка по геохронометрическим данным, характеризующим четвертичные отложения Горного Алтая. Однако фациально-генетическая их диагностика, вопросы взаимоотношения реальных геологических тел и событий, соответствующих этапам их формирования, заслуживают отдельного углубленного анализа и широкого обсуждения. Вместе с тем наметился прогресс с реальным обоснованием возраста стратонов на основе применения современных геохронологических методов. Новые данные оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ-датирования) позволили уточнить соответствие чибитского ледникового горизонта четвертой ступени верхнего неоплейстоцена [5]. Детально рассмотрена этапность формирования аллювия и завально-подпрудных озер в верхнем неоплейстоцене – голоцене Горного Алтая (статья И. Д. Зольникова, Е. В. Деева «Стратиграфическое значение аллювиальных отложений Горного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене»).

В предлагаемом спецвыпуске журнала обсуждаются вопросы геоморфологии, неотектоники и седиментологии не только Центрально-Якутской низменности (статья М. В. Михаревич, И. С. Новикова «Вопросы позднекайнозойской истории северо-западной части Центрально-Якутской равнины»), но и в более общем временном и географическом охвате (статья И. С. Новикова «Изменение глобального базиса денудации в позднем мезозое и кайнозое и его влияние на формирование геоморфологической структуры в районах с разным неотектоническим режимом»). Рассмотрено стратиграфическое значение низких террас Верхнего и Нижнего Приобья (статьи И. Д. Зольникова «О стратиграфическом значении низких террас сузунской толщи Верхнего Приобья», И. Д. Зольникова, А. А. Анойкина, А. В. Постнова и др. «Проблемы расчленения и корреляции аллювиальных отложений правобережья Нижней Оби») в аспекте возможности применения геоморфологического принципа для оценки их геологического возраста. Показано, что стратиграфическая парадигма лестницы террас для магистральных рек юга Западной Сибири, на основе которой при геологическом картировании возраст аллювиальных отложений определялся фактически по гипсометрическим уровням террасовых площадок, неправомочен. Этот вывод ставит вопрос о необходимости разработки и применения иных подходов к принципам расчленения и корреляции аллювиальных толщ внеледниковой зоны Сибири помимо чисто геоморфологического.

В журнале охарактеризована лишь часть проблем изучения четвертичного периода Сибири, которые непосредственно связаны с практическими методами и подходами к составлению государственных геологических карт нового поколения в регионе. Обращает на себя внимание недостаточная насыщенность современных стратиграфических построений для многих районов Сибири палеонтологическими и геохронометрическими данными. Это уже категорически не соответствует современному уровню международных исследований. Обоснование геологического возраста и генезиса многих региональных и местных стратиграфических подразделений дискуссионно, а многие стратотипы невалидны. В целом необходимо отметить, что перед исследователями квартера Сибири стоит большое число вопросов. Данный выпуск – еще одна попытка их решения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов В. И., Назаров Д. В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 43. – С. 36–47.

2. **Дискуссионные** вопросы геоморфологии и палеогеографии долины верхнего Енисея / А. В. Шпанский, М. В. Михаревич, И. С. Новиков и др. // Геоморфология. – 2020. – № 3. – С. 98–105.

3. Зажигин В. С. Комплексы мелких млекопитающих позднего плиоцена – раннего плейстоцена юга Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: матер. VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 218–220.

4. **К вопросу** о времени и среде обитания *Stephaorhinus kirchbergensis* Jäger 1839 (Mammalia, Rhinocerotidae) на Алтае и северо-востоке России / И. В. Кириллова, А. О. Вершинина, Э. П. Зазовская и др. // Зоологический журнал. – 2021. – Т. 100, № 5. – С. 558–572.

5. **О возрасте** чибитского оледенения Горного Алтая / И. Д. Зольников, Е. В. Деев, Р. Н. Курбанов и др. // Докл. РАН. – 2021. – Т. 496, № 2. – С. 204–210.

6. **Сборы** остатков мегафауны на реках Чумыш (Алтайский край), Чик и Обь в районе поселка Бибиха (Новосибирская область) в 2016 году / С. К. Васильев, М. А. Середнёв, К. И. Милютин, В. С. Панов // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2016. – Т. 22. – С. 23–28.

7. Шпанский А. В. Опорный разрез каргинских отложений в среднем течении р. Чулым (Томская область) // Геосферные исследования. – 2021. – № 2. – С. 67–76.

8. Шпанский А. В., Ильина С. А. Таксономическое положение двурогого носорога из подпусклебяжьинского фаунистического комплекса Западной Сибири // Геосферные исследования. – 2020. – № 2. – С. 32–43.

9. Altai megafloods – the temporal context / J. Herget, A. R. Agatova, P. A. Carling, K. R. Nepop // Earth-Science Reviews. – 2020. – Vol. 200. – Art. 102995.

10. **Evolution** and extinction of the giant rhinoceros *Elasmotherium sibiricum* sheds light on late Quaternary megafaunal exinctions / P. A.Kosintsev, J. Kieren, T. Mitchell, et al. // Nature ecology and evolution. – 2019. – Vol. 3, no. 1. – P. 31–38.

11. **Krukover A.** Quaternary arvicolid faunas of the southern West Siberian Plain // Frankfurt: Forsch. Inst. Senckenberg. – 2007. – Vol. 259. – P. 93–98.

12. **Shpansky A. V., Kuzmin Y. V.** The MIS 3 megafauna of the southeastern West Siberia and the possibility of late survival of steppe mammoth (*Mammu*- thus trogontherii chosaricus) // Radiocarbon. – 2021. – Vol. 63, no. 2. – P. 575–584.

13. **Shpansky A. V., Aliyasova V. N., Ilyina S. A.** The Quaternary Mammals from Kozhamzhar Locality (Pavlodar Region, Kazakhstan) // American Journal of Applied Sciences. – 2016. – Vol. 13 (2). – P. 189–199.

REFERENCES

1. Astakhov V.I., Nazarov D.V. [Stratigraphy of the Upper Neo-Pleistocene of the northern West Siberia and its geochronometry substantiation]. *Regionalna-ya neologiya i metallogeniya* – *Regional Geology and Metallogeny*, 2010, no. 43, pp. 36–47. (In Russ.).

2. Shpansky A.V., Mikharevich M.V., Novikov I.S., et al. [Controversial issues of geomorphology and paleogeography of the Upper Yenisei valley]. *Geomorfologiya*, 2020, no. 3, pp. 98–105. (In Russ.).

3. Zazhigin V.S. [Complexes of small mammals of the Late Pleiocene –Early Pleistocene of the southern West Siberia]. Fundamentalnyye problemy kvartera: itogi izucheniya i osnovnyye napravleniya dalneyshikh issledovaniy: Materialy VI Vserossiyskogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda [Fundamental problems of the Quaternary: results and trends of further research: Materials of the 6th All-Russia Conference on the study of the Quaternary]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2009, pp. 218–220. (In Russ.).

4. Kirillova I.V., Vershinina A.O., Zazovskaya E.P., et al. [On the time and environment of *Stephanorhinus kirchbergensis* (Jäger 1839) (Mammalia, Rhinocerotidae) in the Altai and northeastern Russia]. *Zoologicheskiy zhurnal – Russian Journal of Zoology*, 2021, vol. 100, no. 5, pp. 558–572. (In Russ.).

5. Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N., et al. [Age of Chibitsky glaciations in Gorny Altai]. *Doklady RAN – Doklady Earth Sciences*, 2021, vol. 496, no. 2, pp. 204–210. (In Russ.).

6. Vasilyev S.K. [Collecting of the theriofaunal materials at the rivers Chumysh (Altai region), Chick and Ob near Bibikha village (Novosibirsk region)]. Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredelnykh territoriy – Problems of archaeology, ethnography, anthropology of Siberia and neighboring territories, 2016, vol. 22, pp. 23–28. (In Russ.).

7. Shpansky A.V. [Key section of Karginsk deposits in the middle reach of the Chulym River (Tomsk Region)]. *Geosfernyye issledovaniya – Geosphere Research*, 2021, no. 2 pp. 67–76. (In Russ.).

8. Shpansky A.V., Ilyina S.A. [The taxonomic position of the two-horned Rhinoceros from Podpusk-Lebyazhye faunal complex of Western Siberia]. *Geosfernyye issledovaniya* – *Geosphere Research*, 2020, no. 2, pp. 32–43. (In Russ.).

9. Herget J., Agatova A.R., Carling P.A., Nepop K.R. Altai megafloods – the temporal context. *Earth-Science Reviews*, 2020, vol. 200. Art. 102995.

10. Kosintsev P.A., Kieren J., Mitchell T., et al. Evolution and extinction of the giant rhinoceros *Elasmotherium sibiricum* sheds light on late Quaternary megaŠ

faunal exinctions. *Nature ecology and evolution*, 2019, vol. 3, no. 1, pp. 31–38.

11. Krukover A. Quaternary arvicolid faunas of the southern West Siberian Plain. *Frankfurt, Forsch. Inst. Senckenberg*, 2007, vol. 259, pp. 93–98.

12. Shpansky A.V., Kuzmin Y.V. The MIS 3 megafauna of the southeastern West Siberia and the possibility of late survival of steppe mammoth (*Mammuthus trogontherii chosaricus*). *Radiocarbon*, 2021, vol. 63, no. 2, pp. 575–584.

13. Shpansky A.V., Aliyasova V.N., Ilyina S.A. The Quaternary Mammals from Kozhamzhar Locality (Pavlodar Region, Kazakhstan). *American Journal of Applied Sciences*, 2016, vol. 13 (2), pp. 189–199.

© И. Д. Зольников, А. В. Шпанский, М. В. Михаревич

УДК 551.79(571.14/.15)

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ НИЗКИХ ТЕРРАС СУЗУНСКОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ПРИОБЬЯ

И.Д.Зольников

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; Институт географии РАН, Москва, Россия

Исследования конца XX в. показали, что в разрезах низких террас Верхнего Приобья, известных под названием сузунской толщи, отсутствуют осадки ледниково-подпрудного озера-моря, а также отложения перигляциального аллювия. Нижний ярус террас сложен аллювиальными отложениями, а верхний – субаэральным комплексом, который включает в себя как делювий, так и эоловые отложения. Высота площадок существенно различается и обусловлена мощностью субаэрального комплекса на каждом конкретном участке. Соответственно, геоморфологический принцип не работает при расчленении сузунской толщи на разновозрастные геологические тела аккумулятивных надпойменных террас.

Ключевые слова: стратиграфия, низкая терраса, сузунская толща, Верхнее Приобье, разрез.

ON THE STRATIGRAPHIC SIGNIFICANCE OF THE LOW TERRACES OF THE SUZUN STRATA OF THE UPPER OB RIVER REGION

I. D. Zolnikov

V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; Institute of Geography of the RAS, Moscow, Russia

Studies of the end of the 20th century showed that there are no sediments of the glacial-dammed lakesea, as well as sediments of periglacial alluvium in sections of low terraces of the Upper Ob River region, known as the Suzun Strata. The lower stage of terraces is composed of alluvial sediments, and the upper one is represented by subaerial complex, which includes both deluvium and aeolian deposits. The height of areas varies significantly and is predetermined by thickness of the subaerial complex in each particular area. Consequently, the geomorphological principle does not work when differentiating the Suzun Strata into heterochronous geological bodies of accumulative terraces above the flood-plain.

Keywords: stratigraphy, low terrace, Suzun Strata, Upper Ob River Region, section.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-10c-7-17

Вопрос о стратиграфическом значении террас юга Западной Сибири имеет самое непосредственное практическое значение для государственного геологического картирования региона. Согласно парадигме циклоклиматических террас отложения магистральных речных долин можно расчленять на разновозрастные геологические тела по геоморфологическим критериям [26]. При этом возраст каждой надпойменной террасы (НПТ) определяется по ограниченному числу разрезов с палеонтологическим и геохронологическим обоснованием и распространяется на основе гипсометрического прослеживания пологих поверхностей фактически на территорию всего региона. Этот принцип декларируется как руководящий при геологической съемке аллювиальных четвертичных отложений. Насколько он эффективен для территории Верхнего Приобья, иллюстрируют геологические карты миллионного масштаба. Для примера ограничимся анализом картографических обобщений 1988 и 2015 гг., в соответствии с которыми в долине р. Обь от Бийска и до Томска распространено пять террас (рис. 1).

Согласно [12] V НПТ возвышается над урезом воды на 60–80 м, ее мощность достигает 100–120 м; цоколь местами погружен на 30–40 м ниже уреза воды. IV НПТ возвышается над урезом воды на 50–60 м, в предгорной части – на 60–80 м. Задача разграничения этих двух террас по геоморфологическому признаку не всегда имеет однозначное решение, так как их тыловые швы сглажены и перекрыты плащом субаэрального покрова, толщина которого нередко достигает 30 м и более. На основе изучения керна скважин отложения высоких террас отделяются друг от друга по базальному слою валунно-галечников в основании IV НПТ. По материалам [11], V НПТ возвышается над урезом воды на 50–70 м, а IV НПТ – на 30–80 м. Как мы видим, нет однозначности с определением высоты площадок высоких террас, а в обобщении [13] диапазон высот их площадок общий в интервале 30–70 м.

В объяснительной записке [12] возраст V НПТ принят как среднечетвертичный, а IV НПТ – как средне-верхнечетвертичный. Согласно [13] возраст V НПТ ранне-средненеоплейстоценовый, а IV НПТ – средненеоплейстоценовый. Такое условно-приблизительное неоднозначное определение возраста высоких террас в широких хронологических рамках обусловлено тем, что время завершения формирования их аллювия находится за пределами возможностей радиоуглеродного метода, а современные люминесцентные методы датирования последнего поколения для этих отложений пока еще не применялись. Что касается палеонтологических заключений, то материал, по которому они возможны, при№ 10c ♦ 2021 —



Рис. 1. Террасы Верхнего Приобья

1 — пойма; 2—4 — НТП: 2 — низкие I, II, III (сузунская толща), 3 — IV, 4 — V; цифры в кружках — разрезы (1 — Красный Яр, 2 — Ельцовка, 3 — Огурцово, 4 —Тараданово, 5 — Каргополово, 6 — Малышево, 7 — Нижний Сузун, 8 — Мереть)

урочен как правило к верхним, покровным ярусам этих террас. К тому же большинство палеонтологических данных не может быть использовано для стратиграфической диагностики с точностью до горизонта палеоклиматического обоснования. Таким образом, в настоящее время проблема стратиграфической позиции в общей событийной последовательности четвертичного периода на юге Западной Сибири для высоких террас Верхнего Приобья ожидает своего решения, которое невозможно без трудоемких, финансово затратных комплексных исследований.

Низкие террасы Предалтайской равнины изучены гораздо более детально, и для них имеется достаточно значительный на сегодняшний день массив радиоуглеродных дат [23]. Однако высотность НПТ, их тип (эрозионный или аккумулятивный), характер взаимоотношений, а соответственно, и возраст трактуются неоднозначно. Согласно разделу «Четвертичная система» [12], III НПТ возвышается над урезом воды на 18–25 м; II НПТ – на 14-18 м (цоколь на уровне уреза рек или погружен на 1–2 м); I НПТ – на 7–11 м (цоколь погружен под урез воды на 7-11 м). В разделе «Геоморфология» этой же публикации высота уступа III НПТ южнее Новосибирска 35-60 м, севернее - 30-40 м. Ее поверхность в большинстве случаев плоская со слабым наклоном в сторону русел рек. Высота II НПТ 10-20 м, а I НПТ - 6-12 м. По материалам [13] III НПТ возвышается над урезом воды на 30-50 м в одном разделе и на 25-30 м в другом; для II НПТ в одном разделе указывается превышение уреза на 10-20 м, а в другом – на 15–25 м; для I НПТ в одном разделе указывается превышение на 6-12 м, а в другом – на 8–10 м. Как видим, данные по высоте низких террас существенно различаются не только в разных объяснительных записках, но даже в разных разделах внутри каждой из них.

Для иллюстрации применимости геоморфологического критерия мы специально привели не научно-исследовательские статьи с авторскими интерпретациями, но картографические обобщения новой серии и третьего поколения. Согласно опубликованным данным государственного геологического картирования уровни площадок террас не выдерживаются в виде автономных разновозрастных поверхностей. Следовательно, использование геоморфологического критерия (а на практике фактически гипсометрического) при выделении разновозрастных террас обсуждаемой территории представляется проблематичным. В связи с вышеизложенным возникает необходимость анализа накопленного материала для оценки стратиграфического значения хотя бы низких террас Верхнего Приобья, которые в геолого-геоморфологическом и геохронологическом аспектах охарактеризованы гораздо полнее, чем высокие.

История стратиграфических, палеогеографических и фациально-генетических представлений о строении и формировании низких террас Верхнего Приобья

Еще в начале XX в. П. А. Православлев [24], изучая речные образования Верхней Оби, выделил две надпойменные террасы (низкую – от 5 до 20 м и высокую – от 30 до 40 м над урезом воды) и увязал их формирование с высоким базисом эрозии во время морских трансгрессий. М. П. Нагорский [21] объяснял формирование террас в пределах Бийско-Барнаульской впадины стадийностью вюрмского оледенения, внутри которого он выделял этап неотектонического поднятия. В [18] упоминается неопубликованный отчет по работам в районе г. Каменьна-Оби, согласно которому М.А. Усов считал, что все террасы р. Обь имеют вюрмский возраст, а их образование связано с подпруживанием реки северными ледниками и с колебательными движениями литосферы. Е. Н. Щукина выделила в террасовом комплексе Предалтайской равнины девять горизонтов [30] и, объединив нижние три (боровые) террасы в «сузунскую аллювиальную равнину», сопоставила их с четырьмя горизонтами позднего плейстоцена. Следует отметить, что эта «равнина» с дюнно-эоловым рельефом поверхности, на которой распространены сосновые боры, четко обособлена в долине р. Обь и маркирует область распространения низких террас, как бы подчеркивая их геолого-геоморфологическое и ландшафтное единство. Особенно интересно мнение А. И. Москвитина, который выделял две нижние террасы и считал, что они связаны с осташковским (поздневалдайским) оледенением, но формировались при отсутствии ледникового подпруживания [20].

Начиная с середины XX в. в Западной Сибири развернулись среднемасштабные геолого-съемочные работы. В. А. Мартынов относил III, II и I НПТ к позднему плейстоцену [19]. По представлениям О. М. Адаменко, на юге региона возраст III НПТ – конец ермаковского – каргинское время, II НПТ – каргинский, I НПТ – сартанский [1]. С. А. Архипов на этом этапе изучения речных отложений юга Западной Сибири выделял среди низких террас II НПТ, которую сопоставлял с казанцевским межледниковьем, и I НПТ, которую относил к зырянскому оледенению [3].

Именно с середины XX в. стали особо популярны представления о циклоклиматических террасах. В Сибирском регионе эти представления наиболее полно обоснованы в трудах Э. И. Равского, согласно которым история формирования каждой циклоклиматической террасы увязывалась в единую событийно-климатическую последовательность [27]. Цикл начинался с речного вреза в теплое и влажное межледниковье, которое совпадало с морской трансгрессией. Во второй его половине в речных долинах аккумуляция преобладала над эрозией, в результате чего сформировался аллювий. С началом первой половины оледенения в речных долинах образование нормального аллювия сменилось накоплением перигляциального аллювия. На водоразделах и склонах в это время господствовали склоновые процессы, что привело к отложению делювия, пролювия и солифлюксия. Сформировались повторно-жильные льды. Во второй половине оледенения при продолжающихся склоновых процессах на водоразделах поверх террасовых площадок в результате уменьшения водности накапливались лессы и (местами) перевеянные пески. Таким образом, по представлениям Э. И. Равского, цикловые палеоклиматические террасы Сибири имеют двухъярусное строение. Нижний ярус представлен отложениями межледникового аллювия, а верхний – перигляциальным аллювием и эоловыми осадками. Представление о теплом и холодном ярусах отложений террас подтверждается тем, что для них «...наблюдается не один, а два типа споро-пыльцевых спектров» [27]. В отложениях нижнего яруса преобладает пыльца древесных пород и отмечены находки теплолюбивых пресноводных моллюсков – анодонт и унионид. В верхнем ярусе террасовых комплексов преобладает пыльца травянистых и кустарниковых растений, присутствуют остатки тундровых животных и растений, наблюдаются криогенные текстуры.

š

10c +

202

Существенный вклад в изучение террас Предалтайской равнины внесла работа В. А. Панычева 1979 г. [23]. По его представлениям, верхнечетвертичный террасовый комплекс Верхней Оби имеет двухъярусное строение. Нижний ярус (собственно аллювиальный) сформировался в казанцевском межледниковье (alll₁); верхний перигляциальный включает отложения зырянского надгоризонта (alll₂₋₄). Верхнечетвертичная цикловая терраса врезана в среднечетвертичную террасу аналогичного строения: нижний ярус – тобольский горизонт (all₁); верхний включает отложения бахтинского надгоризонта (II₂₋₄). При этом большое количество радиоуглеродных дат показало, что песчаные отложения, слагающие I, II, III НПТ, относятся преимущественно к «сартанскому» временному интервалу (23-11 тыс. лет назад; далее – л. н.). Таким образом, В. А. Панычев террасам, картировавшимся ранее как самостоятельные геологические тела, отвел роль эрозионных уровней, не имеющих стратиграфического значения.

Новые радиоуглеродные данные, свидетельствующие о молодости боровых (I-III) террас, были увязаны с концепцией, согласно которой в «сартанское время» (10-23 тыс. л. н.) ледниковый покров на севере Западной Сибири перекрывал стоки рр. Обь и Енисей [4]. Это якобы привело к возникновению гигантского пресноводного Мансийского озера с абс. отм. до 125-130 м. Данный палеогеографический сценарий допускал формирование перигляциального аллювия и прибрежно-озерных отложений на высоких отметках. Временем последнего ледникового максимума в ряде разрезов была датирована и слоистая толща между «казанцевскими» аллювиальными отложениями в основании верхнечетвертичной цикловой террасы и песками, слагающими поверхность первых трех террас [25]. В рамках этой стратиграфо-палеогеографической концепции в Субширотном Приобье были выделены уртамские озерные слои с возрастом от 23 до 12 тыс. лет; при этом было отмечено, что в районе Новосибирска на «уртамскую озерную поверхность опирается верхнеобский веер террас» [4]. По И. А. Волкову это толмачевская терраса, возвышающаяся над урезом воды на 20-30 м, и кудряшовская терраса с отметками 10-15 м, которые должны отражать разные уровни единого мансийского озера.

«Озерная уртамская толща в районе Новосибирска распространена на абсолютных отметках 90–110 м, тогда как перекрывающие и отчасти вложенные в них перигляциально-аллювиальные песчаные осадки занимают более высокое гипсометрическое положение (110–120 м). Уходя вверх по обской долине, они поднимаются в предгорьях Алтая до абсолютных отметок 220–230 м, а их суммарная мощность (на верхнеобском веере террас) увеличивается в несколько раз. Создается впечатление, что толща песчаного перигляциального аллювия, спускаясь с верховьев долины Оби, как бы надвинута частично с размывом, частично с вложением и фациальным замещением на суглинистую уртамскую» [4]. Интересно, что в районе пос. Воронова песчаного покрова на уртамской поверхности уже не наблюдается, т. е. «перигляциальный аллювий» севернее устья р. Томь выклинивается.

В Бийско-Барнаульском Приобье согласно «быстро и динамично протекал процесс формирования лестницы надпойменных террас в течение позднего вюрма. Он занял отрезок времени, длившийся всего 10–12 тыс. лет. Возраст IV надпойменной террасы примерно 22-19 тыс. лет, III и II террас - около 19-15 тыс. лет и I – 15,0–11,5 тыс. лет. Первые три надпойменные ступени сложены исключительно песчаными перигляциальными осадками» [2]. По представлениям И. А. Волкова, «II терраса и связанный с ней аллювий формировались в условиях стока, в десятки раз, а I в несколько раз более обильного, чем теперь» [9]. В соответствии с этой концепцией этапы «активного стока» были приурочены к переходам от потеплений к похолоданиям и чередовались с этапами «замирания стока», приуроченным к «резким иссушениям климата» при переходах от оледенений к межледниковьям.

Эти данные перекликаются с концепцией формирования террас, активно разрабатывавшейся А. Ф. Ямских (1993) на примере речных долин южной Сибири [31]. По его мнению, «выровненный водный режим рек сопровождался формированием нормальных аллювиальных свит. Накопление перигляциального аллювия повышенной мощности и подпрудно-бассейновых осадков связано с фазами высоких, вплоть до "катастрофических" уровней рек с периодическим возникновением подпрудных озер. В зависимости от конкретной геоморфологической и гидродинамической ситуаций в речных долинах во время высоких подъемов уровней рек одновременно происходили как грандиозные размывы с образованием широких ложбин, так и аккумуляция на разновысотных поверхностях. <...> Несогласующиеся представления исследователей о количестве террас (и их возрасте) в речных долинах Южной Сибири является отражением объективной реальности более сложной динамики террасообразования. Попытки четкого возрастного разделения террас по высотным уровням во внутриконтинентальных областях с резко континентальным климатом, по опыту такого расчленения в областях циклового террасообразования, представляются необоснованными» [31].

Вместе с тем к рубежу XX и XXI вв. был накоплен большой фактический материал, который свидетельствовал о том, что на севере Западно-Сибирской равнины в позднем неоплейстоцене проявилось не сартанское (10–23 тыс. л. н.), как это считалось ранее [4], а ермаковское оледенение (90– 60 тыс. л. н.) в отличие от севера Русской равнины, где наблюдается обратная картина [33]. Для европейской части России характерно слабое покровное оледенение в раннем валдае и обширное в позднем. Этот феномен объясняется тем, что в раннем валдае скандинавский ледниковый покров был еще слабо развит и пропускал насыщенные влагой атмосферные потоки на сибирский север, что способствовало разрастанию там оледенения [8]. В позднем валдае скандинавский ледниковый покров достиг такой мощности, что блокировал воздушный перенос влаги, необходимой для существования равнинного ледника на севере Сибири.

Существование ледниково-подпрудного Мансийского озера 23-11 тыс. л. н. было оспорено в результате изучения уртамских и колпашевских слоев в субширотной Оби [5, 16], где гипотетическое дно палеоозера должно было находиться на абс. отм. 40-50 м. В. И. Астаховым и С. К. Кривоноговым установлено, что низкие ступени рельефа долины р. Обь, формировавшиеся на этой территории в инт. 33-10 тыс. л. н., сложены преимущественно не субаквальными осадками, но субаэральным комплексом отложений, нормальным аллювием и торфяниками. Показано, что уртамская и колпашевская толщи являются полигенетическими покровами, которые включают в себя лессы, делювий, пролювий, солифлюксий, перевеянные пески. Этот вывод подтвердился в результате открытия стратифицированных памятников позднего палеолита в долине Нижней Оби на гипсометрических отметках, соответствующих современной пойме: Луговское (в 30 км южнее Ханты-Мансийска) [11] и Комудваны (севернее пос. Перегребное на уровне 63° с. ш.) [17], т. е. в самых «глубоких» местах предполагавшегося ранее «сартанского озера-моря». Поскольку стало очевидным, что на Карском побережье, а также в низовьях pp. Обь и Енисей отсутствуют следы самостоятельного покровного ледника, соответствующего изотопной стадии МИС 2 (последнее глобальное оледенение северного полушария), а в перигляциальной и неледниковой областях Западной Сибири отсутствуют следы ледниково-подпрудных озер этого времени, то сопоставление толмачевской и кудряшовской террас с высокими уровнями подпрудного бассейна не подтвердилось.

Нерешенным оставался вопрос с правомочностью выделения «перигляциального аллювия» на высоких гипсометрических отметках по бортам долины р. Обь. Согласно представлениям Г. И. Горецкого (1958), перигляциальный аллювий фактически является отложениями проточного озера, возникающего при подпруживании реки в нижнем течении ледником [10]. При этом отсутствует дифференциация на русловую, пойменную и старичную фации, а осадки представляют собой параллельнослоистые пески и супеси (алевропески), которые по периферии замещаются лессовидными суглинками

№ 10c ♦ 2021

и супесями. Согласно [4] перигляциальный аллювий слагает в Субширотном Приобье толщу с кровлей до 110-120 м над уровнем моря, которая вверх по обской долине поднимается до абс. отм. 220-230 м над уровнем моря в предгорьях Алтая. Непосредственно в районе Новосибирска и на прилегающей территории перигляциальный аллювий выделялся в составе сузунской толщи до высот 40 м над урезом воды [23]. Средний уровень уреза воды в р. Обь определяется нулевым уровнем гидропоста Новосибирска, высота которого составляет 91,26 м над уровнем моря. Соответственно, в абсолютных отметках высота кровли сузунской толщи расположена в 130 м над уровнем моря. Однако, как уже было показано, в МИС 2 ни ледника, ни его подпрудного бассейна на севере Западной Сибири не было. Что же касается первого верхнечетвертичного оледенения на севере Западной Сибири с возрастом 90-60 тыс. лет, то ледниковый покров этого времени располагался севернее полярного круга, а уровень его подпрудного бассейна не превышал абс. отм. 60-70 м [32, 33]. Таким образом, в течение всего позднего плейстоцена перигляциальный аллювий в классической трактовке Г. И. Горецкого не мог формироваться на высотах 30 м выше гипсометрического уровня ниже межени Оби в районе Новосибирска.

Понятие «перигляциальный аллювий» нередко используется не в трактовке Г. И. Горецкого как «половодно-гляциальный» аллювий, обусловленный ледниковым подпруживанием, а как аллювий перигляциальных областей. В наиболее полном обобщении по аллювиальным отложениям Верхнего Приобья В. А. Панычев утверждал, что верхний ярус единой верхнеплейстоценовой террасы, начавшей формироваться в начале неоплейстоцена, сложен перигляциальным аллювием, который представлен «суглинками и супесями желтовато-серого цвета иногда с очень тонкой неясной слоистостью... Лишь в немногих разрезах можно видеть сравнительно хорошо сортированные пески с тонкой горизонтальной слоистостью. К отложениям верхнего яруса приурочены также различные мерзлотные деформации и псевдоморфозы по ледяным клиньям» [23].

Аналогичные представления о перигляциальном аллювии, слагающем верхние ярусы низких террас, высказывались и для долины р. Ангара [25]. Однако площадные вскрышные работы в зоне затопления Богучанской ГЭС при охранно-спасательных археологических работах показали, что верхний ярус низких террас Ангары, фактически являющийся вмещающим для большинства археологических памятников, находится существенно выше отметки 130 м — максимально допустимого уровня подтопления в пределах юга Западно-Сибирской равнины (порог стока через Тургайский прогиб из Западной Сибири в Казахстан) и сложен не перигляциальным аллювием, но субаэральным комплексом, который включает делювий, эоловые (как перевеянные, так и навеянные) отложения, палеопочвы [14, 25]. В прибереговой области делювий представлен параллельно-слоистыми песками, но дальше от реки пески сменяются переслаиванием песков и супесей, затем алевропесков и алевритов и, наконец, суглинков. Что касается эоловых образований, то чем дальше на водораздел, тем большую роль играют лессы и лессовидные образования, а чем ближе к берегу Ангары, тем большую часть комплекса занимают перевеянные пески. Кроме того, изучение отложений низких террас в Приангарье убедительно продемонстрировало, что на данной территории не работает алгоритм определения возраста отложений по гипсометрическим уровням террас.

š

10c ◆

202

В связи с этим примечательно, что сам В.А. Панычев указывал на участие склоновых процессов в формировании низких НПТ и считал, что «отсутствие плотного растительного покрова способствовало широкому развитию делювиально-пролювиальных процессов, которые значительно сгладили борта долины, образовав очень пологий растянутый склон. Периодически возникающие слабые потоки были не в состоянии вынести поступающий в долины весь делювиальный материал и подвергали его лишь незначительной переработке» [23]. Детальные петромагнитные и гранулометрические исследования отложений верхнего яруса низких НПТ Новосибирского Приобья показало, что собственно перигляциальный аллювий отсутствует здесь так же, как и озерно-ледниковые осадки, а параллельнослоистые пески суть не что иное как делювий, который входит также в состав субаэрального покрова водоразделов [28]. Соответственно, данные В. А. Панычева об одновозрастности отложений трех НПТ, которые вскрываются на разных отметках, объясняются в рамках представлений о субаэральном комплексе, который залегает поверх аллювия сузунской равнины и подрезается руслом Оби в разных участках на разную высоту. Это создает иллюзию наличия разных террас, хотя высота бровки в таких разрезах определяется всего лишь разницей в мощности субаэрального покрова на том или ином участке [34]. Исходя из сказанного встают два вопроса: 1) о расчленении низких НПТ на отложения собственно аллювия и отложения субаэрального комплекса; 2) о числе, возрасте и стратиграфическом значении генераций аллювия в составе сузунской толщи. В связи с этим необходима ревизия опорных разрезов сузунской толщи Верхнего Приобья.

Опорные разрезы низких террас Верхнего Приобья

Однин из ключевых разрезов — Красный Яр, расположенный на правом берегу Оби в 20 км севернее Новосибирска. Его неоднократно описывали разные исследователи. Разрез опорный для четвертичных отложений Верхнего Приобья. Здесь вскрыто строение 28–36-метрового геоморфологического уровня, который традиционно отождествляется



Рис. 2. Опорные разрезы сузунской толщи Верхнего Приобья

1 — перевеянные пески; 2 — навеянные лессы; 3 — делювий; 4 — палеопочвы; 5 — русловый аллювий; 6 — пойменный аллювий

с III надпойменной террасой р. Обь [1, 12, 13]. По мнению И. А. Волкова [4], эта террасовидная наклонная поверхность является краевой приподнятой частью толмачевской поверхности.

Разрез представляет собой обрыв высотой от 22 до 33,5 м над урезом воды и протяженностью около 5 км на правом берегу р. Обь в 1 км вниз по течению от федеральной трассы (мост) Омск – Иркутск, около д. Красный Яр (рис. 2). Сверху вниз от бровки яра вскрыто пять пачек:

1) параллельно-субгоризонтально-слоистых песков с ортзандами общей мощностью от 5 до 12 м;

2) чередования параллельно-слоистых песков, алевропесков и неслоистых алевритов общей мощностью от 8 до 12 м;

неслоистых алевритов с тремя гумусированными прослоями (палеопочвами толщиной 0,2–0,4 м каждая) солифлюкционнно деформированными общей мощностью от 0,2 до 1,5 м;

 параллельно- и косослоистых песков с торфяными линзами и валунно-галечным базальным слоем общей мощностью около 5 м;

5) косослоистых песков с прослоями валунногалечника, стволами деревьев, видимая мощность до 8,0 м, по данным бурения до 25 м.

Одни исследователи считали, что весь разрез представляет собой единую террасу с подошвой аллювия, более чем на 20 м погруженного ниже межени Оби, другие относили к III НПТ отложения верхней песчаной пачки [1, 12, 13]. Для выяснения этого вопроса обратимся к результатам исследования эоловых процессов валдайского времени на жигулевском левобережье р. Волга [15]. Здесь установлено, что формирование перевеянных песков на площадках III и V НПТ происходило за счет зимней дефляции аллювиальных песков на их склонах (т. е. на уступах). При этом валдайские эоловые пески выносились на 4-5 км от бровок в сторону водораздела и формировали покровы мощностью 10-20 м, а толщина голоценовых перфляционных образований достигала 3-10 м, транспортировались они на расстояние 1,5-2 км. Для голоценовых перевеянных покровов Волги характерны ортзанды, формировавшиеся за счет погребения песками зимой листового опада и формирования локальных водоупоров. Верхняя пачка песков Красного Яра совершено однотипна с эоловыми песками, описанными в верхней части волжских террас. В подошве 1-й пачки имеются криогенные клинья, выполненные вышележащим песком. Кроме того, кровля этой пачки имеет морфологию эолового дюнного рельефа. Исходя из изложенных данных, ожидать залегания перигляциального аллювия или озерноледниковых осадков на этом уровне не приходится.

Следует также отметить, что из 3-й пачки алевритов с палеопочвами и погребенными пнями, которая фактически всеми признается как субаэральный покров, имеются радиоуглеродные некалиброванные даты: 32400+2000 лет (СОАН-23), 33450+550 лет (СОАН-744), 32275<u>+</u>420 лет (СОАН-1254), а в 4-й и 5-й песчаных пачках получено несколько радиоуглеродных дат как конечных, так и запредельных [25]. Сами авторы датировок придавали большое значение дате 41530+1650 лет (СОАН-1459) из 4-й пачки, полученной по пню – из заведомо автохтонного материала [23]. Поэтому В. А. Панычев допускал, что возраст песчаной 4-й пачки «каргинский», а нижележащих песков слоя 5 более древний, вероятно «казанцевский», что подтверждается в [7, 29]. Аллювиальное происхождение песчаных пачек 4 и 5 ни у кого из предшественников, изучавших этот разрез, сомнений не вызывало. Таким образом, открытым остается лишь вопрос с генезисом 2-й пач-

ки, имеющей, судя по всему, возраст последнего ледникового максимума. На наш взгляд, эта пачка, залегающая непосредственно над палеопочвами возраста 3, представляет собой типичный делювий с маломощными прослоями и линзами навеянных и перевеянных алевропесков. Такая трактовка единственно исчерпывающим образом объясняет наличие параллельно-слоистой алевропесчаной толщи на высоте, исключающей возможность формирования аллювия в данном районе (20-30 м над уровнем реки). Учитывая изложенное, собственно аллювиальным ярусом террасы (а скорее, террасоувала) Красного Яра можно считать лишь 4-ю пачку, а все вышележащие отложения представляют субаэральный ярус (навеянные, почвенные, делювиальные и перевеянные). При этом пачка 5 является для терассоувала цокольной. Тогда в соответствии с парадигмой циклоклиматическх террас номер данной НПТ должен быть II (в соответствии с возрастом 3 базальной аллювиальной пачки). Вместе с тем относительные отметки бровки терассоувала Красного Яра соответствуют геоморфологическому уровню III НПТ.

На наш взгляд, 2-я пачка, залегающая непосредственно над палеопочвами Красного Яра, однотипна с отложениями, которые были описаны как слой 2 разреза Огурцово [22]. Разрез Огурцово находится на левом берегу р. Обь у южной оконечности пос. Огурцово (см. рис. 2). В геолого-геоморфологическом отношении разрез расположен на окончании увала, вдоль которого протягивается северный берег Новосибирского водохранилища. Существенным различием строения двух разрезов в верхней части является 1-я песчаная пачка Красного Яра в стратиграфической позиции покровного лесса, венчающего разрез Огурцово. Отсутствие эоловых песков в верхней части этого разреза объясняется тем, что он расположен на северо-восточном окончании увала, сложенного субаэральными отложениями, преимущественно лессами. Таким образом, разрез Огурцово расположен с наветренной стороны от Обской долины. Разрез Красного Яра находится непосредственно с подветренной стороны относительно от аллювиальных песков, что объясняет формирование в его верхней части песчаного наноса, перенесенного с основания уступа террасоувала под воздействием доминирующих ветров во время последнего ледникового максимума.

Кроме Красного Яра традиционно с разрезом III НПТ отождествляется обрыв на правом берегу р. Обь высотой 35–45 м над урезом воды, расположенный в 4–10 км ниже по течению пос. Тараданово [1, 12, 13]. Здесь сверху вниз от бровки яра обнажаются пачки (см. рис. 2):

1) неслоистых и параллельно-слоистых песков общей мощностью до 9 м;

2) субпараллельно тонко переслаивающихся алевропелита, алеврита, алевропеска, песка общей мощностью до 17,0 м;

 алевропелита с гумусироваными прослоями общей мощностью 1,0 м;

4) переслаивания песка, алевропеска, алевропелита с линзами растительного детрита и намывного торфа общей мощностью 6 м.

5) параллельно- и косослоистого песка с линзами намывного детрита видимой мощностью до 10 м.

Разрез Тараданово неоднократно датировался радиоуглеродным методом [23]. Хорошую сходимость результатов показали некалиброванные даты 35050+450 (COAH-1069) и 38850+2200 лет (СОАН-1069Г) из пачки 3. Из нижележащих песков получено несколько запредельных дат. По геологическому строению разрез Тараданово однотипен с разрезом Красного Яра. Верхняя пачка эоловых песков подстилается делювиальной пачкой, которая, в свою очередь, отделена от аллювиальных русловых и пойменных отложений суглинками с палеопочвами каргинского времени. Возраст аллювиального основания террасы ермаковско-каргинский [6], а возраст аллювиального основания террасы, судя по всему, раннекаргинский, что ставит под сомнение стратиграфическую интерпретацию данного разреза как опорного для III НПТ.

Строение отложений II НПТ обычно иллюстрируют опорным разрезом Каргополово высотой от 25 до 27 м над урезом воды, который расположен на правом берегу р. Обь между поселками Каргаполово и Поротниково [1, 23]. Сверху вниз здесь обнажены пачки:

1) песка общей мощностью до 15 м;

 субпараллельно переслаивающихся алеврита, алевропеска, песка, в нижней части алевропелита с погребенными пнями общей мощностью до 8 м;

 веков с косой слоистостью мощностью 2 м;
алевропелита параллельно-слоистого с прослоями намывных торфяничков и древесных остатков видимой мощностью 3 м.

Из основания 2-й пачки получены некалиброванные даты: 32400±200 лет (СОАН-23), 33450±530 лет (СОАН-744), 32275±420 лет (СОАН-1254). Собственно, эти даты «закрывают» сверху возраст аллювиального яруса Каргополовского разреза. Очевидно, что верхние две пачки не могут претендовать на аллювиальную диагностику и сложены субаэральными отложениями – эоловыми песками и делювием.

Еще одним опорным разрезом II НПТ является Малышевский яр — обрыв протяженностью около 8 км на правом берегу р. Обь между селами Малышево и Устье. На верхнем по течению конце яра сверху вниз вскрыты пачки [23]:

1) песчаная мощностью 10,5 м;

2) паралельного переслаивания песка, алевропеска, алеврита, алевропелита с песчаными клиньями, в нижней части линзы торфа, гумуса, пни, древесина общей мощностью до 10 м;

3) песков видимой мощностью 1 м.

На высоте 4,5 м от уреза воды погребенная палеопочва с пнями была датирована 35350<u>+</u>470 лет (СОАН-1633). Аллювиальными в этом разрезе могут быть только нижние пески. Верхняя пачка представляет собой перфляционные образования, а средняя – субаэральные отложения (палеопочвы, лессы, делювий).

Аллювий I НПТ детально изучался в нескольких разрезах. Интересен разрез Нижнего Сузуна, расположенный на правом берегу р. Обь в 50 км выше по течению от Камня-на-Оби. Сверху вниз здесь вскрыты пачки:

1) лессовидных песчаных супесей мощностью 2 м;

2) тонко-параллельно-слоистых песков мощностью 8 м;

песков косослоистых с гравием мощностью
8 м;

4) глинистая с детритом и древесиной.

Аллювием здесь является только третья пачка; все, что залегает выше представляет собой субаэральный комплекс. Из нижней пачки глин получены некалиброванные даты 33600<u>+</u>2400 (COAH-29) и 36600<u>+</u>310 лет (COAH-741).

Разрез Мереть расположен на правом берегу р. Обь в 20 км выше Сузунских обнажений [23]. Сверху вниз здесь вскрыты:

1) эоловые пески мощностью 0,5 м;

2) палеопочва 0,2 м;

3) супесь лессовидная мощностью 1,5 м;

 песчаные параллельно-слоистые отложения общей мощностью 10 м;

5) илы с погребенными пнями прижизненного захоронения общей мощностью 1 м.

В илах из пня получена некалиброванная дата 36850<u>+</u>500 лет (СОАН-745). Аллювиальным является, по всей видимости, только основание песчаной пачки, а все вышележащие отложения принадлежат к субаэральному комплексу.

Пятиметровый разрез I НПТ был изучен на левом берегу р. Ельцовка в 2,5 км от ее устья [23]. Нижняя часть разреза представлена песками с гравием и галькой, а верхняя — субаэральными суглинками с палеопочвами. Некалиброванная дата из древесины в песках на уровне 1,5 м над урезом воды составила 12750<u>+</u>120 лет (СОАН-575).

Выводы

Анализ низких террас Верхнего Приобья позволяет вслед за В. А. Панычевым [23] сделать вывод о том, что геоморфологические критерии не «работают» при попытках расчленить отложения сузунской толщи на три разновозрастные террасы. Кроме того, судя по радиоуглеродным датам в основании низких НПТ, аллювий большинства из них (кроме I НПТ) сформировался во время второй ступени верхнего неоплейстоцена, т. е. МИС 3.

Строение разрезов низких НПТ однотипно. Верхняя часть сложена преимущественно эоловы-

ми песками, средняя – преимущественно делювием и только базальная часть – речными отложениями. Перевеянный характер поверхности боровых террас фактически всеми исследователями, работавшими в долине р. Обь, считается трюизмом. Однако, признавая на словах перевеянный генезис бугристо-грядового рельефа на поверхности I-III террас, никто из исследователей не описывает сколько-нибудь значительные по мощности скопления эоловых песков в береговых разрезах. Что же касается параллельно-слоистой пачки делювия, то в разрезе Огурцово она вскрыта стенкой яра продольным сечением шлейфа, а в Красном Яру – поперечным. Однотипные отложения прослеживаются по всему правобережью Верхней Оби. Таким образом, конкретная высота площадок террас обусловлена толщиной субаэрального покрова, который представлен преимущественно перевеянными песками, навеянными лессами, делювием и палеопочвами, причем это справедливо для всех низких НПТ. Сочетание типичных фаций аллювия наблюдается, как правило, только в самом основании разрезов.

Тем не менее можно согласиться с тем, что в современных долинах притоков первого, второго и более низшего порядков, таких как Алей, Чумыш, Бердь, Ануй, Чарыш и др., хорошо морфологически выделяются лишь два уровня поймы и І НПТ, которая с довольно крутым уступом врезана в более древнюю выположенную равнину [23]. Создается впечатление, что мы имеем дело с двумя региональными аллювиальными врезами, которые по времени соответствуют третьей и четвертой ступеням верхнего неоплейстоцена. Отложения, залегающие над аллювиальным ярусом II НПТ, совершенно четко идентифицируется как делювий и эоловый покров. Никакого перигляциального аллювия на этих высотах никогда не было. Изученный геологический материал и данные датирования в разрезах Верхней Оби не позволяют найти аргументацию для выделения отложений III НПТ. Как правило, за отложения III НПТ принимается субаэральная толща.

Изложенное ставит под вопрос не только существование III НПТ, но и стратиграфическое значение всех трех НПТ. Поэтому при картировании четвертичных отложений в долине Верхней Оби главное значение будет иметь датирование собственно аллювиальных слоев, залегающих в основании разрезов. Если такое датирование при проведении картосоставительских работ будет затруднено отсутствием достаточного количества органики или же финансовыми средствами на геохронологические исследования, не исключен вариант выделения и картирования сузунской толщи в целом. Очевидно, что эти представления не могут не вызвать негативный отклик у геологов-съемщиков в связи с тем, что в практике государственного геологического картирования до этого было очень удобно картографировать разновозрастные толщи, отделяя

№ 10c ♦ 2021

их друг от друга по уступам современного рельефа, на основе геоморфологического метода, а фактически — на основе гипсометрического принципа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко О. М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. – 167 с.

2. **Архипов С. А.** Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. – М.: Наука, 1973. – С. 7–21.

3. **Архипов С. А.** Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1971. – 329 с.

4. **Архипов С. А., Волков И. А., Волкова В. С.** Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. – 109 с.

5. Астахов В. И. Позднеплейстоценовая обстановка осадконакопления в центре Западной Сибири // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональная корреляция. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 118–126.

6. Васильев С. К. Некоторые итоги изучения Тарадановского аллювиального местонахождения позднеплейстоценовой мегафауны // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2011. – Т. 17. – С. 20–25.

7. Васильев С. К. Мамонты казанцевского времени юга Западной Сибири // Матер. III междунар. симп. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2005. – С. 287–289.

8. Величко А. А., Фаустова М. А., Кононов Ю. Н. Оледенения // Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. – М.: ГЕОС, 2002. – С. 13–23.

9. Волков И. А. Флювиальный процесс на равнинах умеренного пояса в плейстоцене // Плейстоцен Сибири. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 69–75.

10. **Горецкий Г. И.** О перигляциальной формации // Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. – 1958. – № 22. – С. 57–64.

11. **Геоархеология** и особенности материальной культуры палеолитического местонахождения Луговское / В. Н. Зенин, В. С. Лещинский, К. В. Золотарев и др. // Археология, антропология и этнография Евразии. – 2006. – № 1. – С. 41–53.

12. **Геологическая** карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-(44),45: объяснительная записка. – Л.: ВСЕГЕИ, 1988. – 134 с.

13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44, Новосибирск: объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. – 390 с.

14. **К вопросу** о молодости аллювиальных комплексов ангары по материалам работ в зоне затопления Богучанской ГЭС / И. Д. Зольников,

Д. А. Чупина, Е. В. Деев и др. // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2013. – № 4 (56). – С. 38–49.

15. Ключарев Н. И. Эоловые образования на террасах – результат дефляции на их склонах // Геоморфология. – 2003. – № 2. – С. 65–75.

16. **Новые** данные к стратиграфии и палеогеографии позднего плейстоцена Сургутского Приобья / С. К. Кривоногов, В. А. Бахарева, Ю. В. Ким и др. // Геология и геофизика. – 1993. – Т. 34, № 3. – С. 24–37.

17. Макаров С. С., Резвый А. С. Стоянка Комудваны – новый памятник палеолитической эпохи в среднетаежной зоне Западно-Сибирской равнины // Человек и Север: Антропология, археология, экология: матер. Всерос. науч. конф. – Тюмень, 2018. – Вып. 4. – С. 143–149.

18. **Малолетко А. М.** Палеогеография Предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: ТГУ, 1972. – 226 с.

19. **Мартынов В. А.** Стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. Межвед. совещ. по разработке унифицированной схемы Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1957. – С. 471–484.

20. **Москвитин А. И.** Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири // Тр. ГИН АН СССР. – 1960. – Вып. 2. – С. 1–36.

21. Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины // Материалы по геологии Западной Сибири. – Томск, 1941. – № 13. – 68 с.

22. Опыт фациально-генетического расчленения субаэральных отложений новосибирского Приобья геолого-петромагнитыми методами на примере опорного разреза «Огурцово» / А. И. Жданова, А. Ю. Казанский, И. Д. Зольников и др. // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 4. – С. 446–459.

23. Панычев В. А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. – Новосибирск: Наука, 1979. – 103 с.

24. **Православлев П. А.** Приобье Кулундинской степи // Материалы по геологии Западно-Сибирско-го края. – 1933. – Вып. 6. – 58 с.

25. Постнов А. В., Зольников И. Д., Деев Е. В. Проблемы генетической и стратиграфической диагностики отложений низких террас средней и нижней Ангары // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2012. – № 3. – С. 25–31.

26. **Представительность** аллювия для стратиграфии и корреляции четвертичных отложений / Н. В. Макарова, В. И. Макаров, Г. А. Постоленко, Б. Е. Акинин // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2011. – Т. 19, № 4. – С. 89–112.

27. **Равский Э. И.** Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. – М.: Наука, 1972. – 334 с. 28. Условия накопления четвертичных субаэральных отложений Новосибирского Приобья по геолого-геофизическим данным разреза Кольцово / А. И. Жданова, Г. Г. Матасова, И. Д. Зольников и др. // Вестн. СПбУ. – 2009. – Вып. 3, сер. 7. – С. 69–85.

29. Шпанский А.В. Четвертичные крупные млекопитающие Западно-Сибирской равнины: автореф. дис. ... д. г.-м. н. н. – Томск: ТГУ, 2018. – 45 с.

30. **Щукина Е. Н.** Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Тр. ГИН АН СССР. – 1960. – Вып. 26. – С. 127–164.

31. **Ямских А. Ф.** Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. – Красноярск: КГПИ, 1993. – 226 с.

32. **Astakhov V. I.** Evidence of Late Pleistocene ice-dammed lakes in West Siberia // Boreas. – 2006. – Vol. 35. – P. 607–621.

33. **Astakhov V.** The last glaciation in West Siberia // Sveriges Geologiska Undersokning Series. – 1992. – No. 81. – P. 21–50.

34. **Testing** the perspectives for discovery of the Paleolithic sites in the northern portion of the Ob river valley: Quaternary geology, paleogeography, and geomorphology / I. D. Zolnikov, A. V. Vybornov, A. V. Postnov, A. G. Rybalko // Archaeological Research in Asia. – 2019. – No. 17. – P. 109–116.

REFERENCES

1. Adamenko O.M. *Mezozoy i kaynozoy Stepnogo Altaya* [The Mesozoic and Cenozoic of Steppe Altai]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1974. 167 p. (In Russ.).

2. Arkhipov S.A. [Stratigraphy and geochronology of terraces and buried valleys in the Upper Ob River basin]. *Pleystotsen Sibiri i smezhnykh oblastey* [Pleistocene of Siberia and adjacent regions]. Moscow, Nauka Publ., 1973, pp. 7–21. (In Russ.).

3. Arkhipov S.A. *Chetvertichnyy period v Zapadnoy Sibiri* [Quaternary Period in Western Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1971. 329 p. (In Russ.).

4. Arkhipov S.A. *Paleogeografiya Zapadno-Sibirskoy ravniny v maksimum pozdnezyryanovskogo oledeneniya* [Paleogeography of Western Siberian Plain at the Late Zyryanka Glaciation Maximum]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1980. 110 p. (In Russ.).

5. Astakhov V.I. [Late Pleistocene depositional environment in the center of West Siberia]. *Pleystotsen Sibiri. Stratigrafiya i mezhregionalnaya korrelyatsiya* [Pleistocene of Siberia. Stratigraphy and interregional correlations]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1989, pp. 118– 126. (In Russ.).

6. Vasilyev S.K. [Some results of the study of the Taradanovo alluvial locality of the Late Pleistocene megafauna]. *Problemy arkheologii, etnografii, antropologii Sibiri i sopredelnykh territoriy* [Problems of archaeology, ethnography, anthropology of Siberia and neighboring territories]. Novosibirsk, Institute of Archaeology and Ethnography SB RAS Publ., 2011, no. 17, pp. 20–25. (In Russ.). 7. Vasilyev S.K. [Eemian mammals time in the south of West Siberia]. *Materialy III mezhdunarodnogo simpoziuma* [Proceedings of the 3rd International Symposium]. Tomsk, TML-Press Publ., 2005, pp. 287–289. (In Russ.).

8. Velichko A.A., Faustova M.A., Kononov Yu.N. [Glaciations]. *Dinamika landshaftnykh komponentov i vnutrennikh morskikh basseynov Severnoy Evrazii za posledniye 130 000 let* [Dynamics of Terrestrial Landscape Components and Inner Marine Basins of Northern Eurasia during the Last 130 000 Years]. Moscow, GEOS Publ., 2002, pp. 13–23. (In Russ.).

9. Volkov I.A. [Fluvial process on plains of temperate zone in the Pleistocene]. *Pleysotsen Sibiri. Stratigrafiya i mezhregionalnaya korrelyatsiya* [Pleistocene of Siberia. Stratigraphy and interregional correlations]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1989, pp. 69–75. (In Russ.).

10. Goretskiy G.I. [On periglacial formation]. Byulleten komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda AN SSSR – Bulletin of the Commission for Study of the Quaternary AS USSR, 1958, no. 22, pp. 57–64. (In Russ.).

11. Zenin V.N., Leshchinskiy V.S., Zolotarev K.V., et al. Lugovskoye: geoarchaeology and culture of a Paleolithic site. *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*, 2006, no. 1, pp. 41–53.

12. Geologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1:1000000 (novaya seriya). List N-(44), 45. Obyasnitelnaya zapiska [Geological map of the Soviet Union at 1: 1,000,000 scale (new series). Sheet N-(44), 45. Explanatory note]. Leningrad, VSEGEI Publ., 1988. 134 p. (In Russ.).

13. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoy Federaatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tretye pokoleniye). Seriya Altaye-Sayanskaya. List N-44. Novosibirsk. Obyasnitelnaya zapiska [State Geological map of the Russian Federation at 1,000,000 scale (3rd generation). Altai-Sayan series. Sheet N-44, Novosibirsk. Explanatory note]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2015. 390 p. (In Russ.).

14. Zolnikov I.D., Chupina D.A., Deev E.V., et al. [On the supposedly young age of Angara alluvial sediments based on the findings of salvage excavations in the flooding area of the Boguchany hydroelectric plant]. *Arkheologiya, etnografiya i antropologiya Evrazii* – *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*, 2013, no. 4 (56), pp. 38–49. (In Russ.).

15. Klyucharev N.I. [Eolian landforms on the terraces – the effect of deflation of their slopes]. *Geomorfologiya*, 2003, no. 2, pp. 65–75. (In Russ.).

16. Krivonogov S.K., Bakhareva V.A., Kim Yu.V., et al. [New data on stratigraphy and paleogeography of the Late Pleistocene in the Surgut Ob Region]. *Geologiya i geofizika*, 1993, vol. 34, no. 3, pp. 24–37. (In Russ.).

17. Makarov S.S., Rezvykh A.S. [Komudvany locality – a new paleontologic-archaeological monument of the West Siberian Plain]. *Chelovek i Sever: Antropologiya, arkheologiya, ekologiya: Materialy vserossiiskoy nauchnoy konferentsii* [Man and North: Anthropology Archaeology, Ecology: Proceedings of the All-Russian Scientific Conference]. Tyumen, Tyumen Scientific Center SB RAS Press Publ., 2018, issue 4, pp. 143–149. (In Russ.).

18. Maloletko A.M. *Paleogeografiya Predaltayskoy chasti Zapadnoy Sibiri v mezozoe i kaynozoye* [Paleogeography of the pre-Altai part of West Siberia in the Mesozoic and Cenozoic]. Tomsk, TSU Publ., 1972. 226 p. (In Russ.).

19. Martynov V.A. [Stratigraphic Scheme of Quaternary deposits of the West Siberian Lowland]. *Trudy mezhvedomstvennogo soveshchaniya po razrabotke unifitsirovannoy skhemy Sibiri* [Proceedings of the Inter-Ministerial meeting on the development of unified stratigraphic schemes of Siberia]. Moscow, Gostoptekhizdat Publ., 1957, pp. 471–484. (In Russ.).

20. Moskvitin A.I. [Attempt at application of the uniform stratigraphic scheme to Quaternary deposits of Western Siberia]. *Trudy GIN AN SSSR – Proceedings of GIN AS USSR*. Moscow, AS USSR Publ., 1960, issue 2, pp. 11–36. (In Russ.).

21. Nagorskiy M.P. [Materials on the geology and stratigraphy of loose sediments of the Cenozoic of the Ob-Chumysh depression]. *Materialy po geologii Zapadnoyi Sibiri – Records of the Geology of West Siberia.* Tomsk, 1941, no. 13. 68 p. (In Russ.).

22. Zhdanova A.I., Kazanskiy A. Yu., Zolnikov I.D., et al. Application of geological and petromagnetic methods to facies-genetic division of subaerial deposits in the Ob' region near Novosibirsk (Ogurtsovo key section. *Russian Geology and Geophysics*, 2007, vol. 48, no. 4, pp. 349–360.

23. Panychev V.A. *Radiouglerodnaya khronologiya allyuvialnykh otlozheniy Predaltaiskoy ravniny* [Radiocarbon chronology of alluvial deposits of the Pre-Altai plain]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1979. 103 p. (In Russ.).

24. Pravoslavlev P.A. [Ob Region of the Kulunda Steppe]. *Materialy po geologii Zapadno-Sibirskogo kraya*, 1933, issue 6. 58 p. (In Russ.).

25. Postnov A.V., Zolnikov I.D., Deev E.V. [Genetic and stratigraphic analysis of low terrace deposits in the middle and lower reaches of the Angara River]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri* – *Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2012, no. 3, p. 25–31. (In Russ.).

26. Makarova N.V., Makarov V.I., Postolenko G.A., Akinin B.E. [Alluvium: Implications for stratigraphy and correlation of Quaternary sediments]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* – *Stratigraphy and Geological Correlation*, 2011, vol. 19, no. 4, pp. 89–112. (In Russ.).

27. Ravskiy E.I. *Osadkonakopleniye i klimaty Vnutrenney Azii v antropogene* [Sedimentation and climate of Inner Asia in the Quaternary period]. Moscow, Nauka Publ., 1972. 334 p. (In Russ.).

28. Zhdanova A.I., Matasova G.G., Zolnikov I.D., et al. [Sedimentary environments of the subaerial Pleistocene in Novosibirsk vicinity deducted from geologygeophysical data of Koltsovo open-cast]. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta – Vestnik of Saint Petersburg university,* 2009, issue 3, series 7, pp. 69–85. (In Russ.).

29. Shpansky A.V. *Chetvertichnyye krupnyye mlekopitayushchiye Zapadno-Sibirskoy ravniny: Avtoref. doct. dis.* [Quaternary large mammals of West-Siberian Plain. Author's abstract of DSc thesis]. Tomsk, TSU Publ., 2018. 45 p. (In Russ.).

30. Shchukina E.N. [Regularities in the location of Quaternary sediments and their stratigraphy in the Altai Territory]. *Trudy GIN AN SSSR – Proceedings of GIN AS USSR*, 1960, issue 26, pp. 127–164. (In Russ.).

31. Yamskikh A.F. Osadkonakopleniye i terrasoobrazovaniye v rechnykh dolinakh Yuzhnoy Sibiri [Sedimentation and terrace formation in the river valleys of Southern Siberia]. Krasnoyarsk, KGPI Publ., 1993. 226 p. (In Russ.).

32. Astakhov V.I. Evidence of Late Pleistocene icedammed lakes in West Siberia. *Boreas*, 2006, vol. 35, pp. 607–621.

33. Astakhov V. The last glaciation in West Siberia. *Sveriges Geologiska Undersokning Series*, 1992, no. 81, pp. 21–50.

34. Zolnikov I.D., Vybornov A.V., Postnov A.V., Rybalko A.G Testing the perspectives for discovery of the Paleolithic sites in the northern portion of the Ob river valley: Quaternary geology, paleogeography, and geomorphology. *Archaeological Research in Asia*, 2019, no. 17, pp. 109–116.

© И. Д. Зольников, 2021

УДК 551.79.02(571.12)

ПРОБЛЕМЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА НИЖНЕГО ПРИОБЬЯ

И.Д. Зольников^{1,3,4}, А.А. Анойкин², А.В. Постнов², А.В. Выборнов², Е.А. Филатов^{2,4}, А.В. Васильев^{1,2,4}, Е.В.Пархомчук^{2,4}

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; ²Институт археологии и этнографии СО РАН, ³Институт географии РАН, Москва, Россия; ⁴Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

В обнажениях правого берега Нижней Оби аллювиальные отложения верхнего неоплейстоцена залегают в близкой гипсометрической позиции. Их кровля обычно не поднимается выше уровня 5 м над бровкой бечевника. На этом же уровне на некоторых участках зафиксированы гляциальные отторженцы средненеоплейстоценового аллювия. Высота площадок I и II террас (в среднем от 5 до 10–15 м) зависит от мощности перекрывающих аллювий субаэральных отложений. III надпойменная терраса Большой Оби не имеет геоморфологического выражения, так как аллювий первого поздненеоплейстоценового межледниковья без размыва облекающе перекрывается параллельно-слоистыми осадками ледниковоподпрудного озера первого поздненеоплейстоценового оледенения. Таким образом, высота площадок террасовидных поверхностей напрямую не коррелирует с возрастом их аллювиального основания. Поэтому геоморфологический метод при расчленении речных отложений для данного района не эффективен. Кроме того, задачи расчленения и корреляции аллювиальных отложений правобережья Нижней Оби осложнены наличием флювигляциальных врезов этапов дегляциации средненеоплейстоценового и верхненеоплейстоценового оледенений.

Ключевые слова: стратиграфия, террасы, Нижнее Приобье, четвертичная геология.

PROBLEMS OF DIFFERENTIATION AND CORRELATION OF ALLUVIAL DEPOSITS OF THE NEO-PLEISTOCENE IN THE LOWER OB REGION

I. D. Zolnikov^{1,3,4}, A. A. Anoykin², A. V. Postnov³, A. V. Vybornov², E. A. Filatov^{2,4}, A. V. Vasilyev^{1,2,4}, E. V. Parkhomchuk^{2,4}

¹Institute of Archaeology and Ethnography of the SB RAS, Novosibirsk, Russia; ²V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS, Novosibirsk, Russia; ³Institute of Geography of the RAS, Moscow, Russia; ⁴Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

The Upper Neo-Pleistocene alluvial deposits lie in a close hypsometric position in outcrops of the Lower Ob Region right bank. Their top usually does not rise above the level of 5 m above the tow-path edge. At the same level, glacial erratic masses of the Middle Pleistocene alluvium were recorded in a number of areas. The height of the 1st and 2nd sites of terraces (on average from 5 to 10–15 m) depends on the thickness of subaerial deposits overlapping the alluvium. The 3rd terrace above flood-plain of the Bolshaya (Big) Ob has no geomorphological expression, since the alluvium of the first Late Neo-Pleistocene interglacial period without ablation is drape overlain by parallely bedded precipitates of the glacier-ice-blocked lake of the first Late Neo-Pleistocene glaciation. Thus, the height of sites of terraced surfaces does not directly correlate with the age of their alluvial basement. Therefore, the geomorphological method for differentiation of river sediments is not effective for this region. In addition, the problems of differentiation and correlation of alluvial deposits of the Lower Ob Region right bank are complicated by the presence of fluvioglacial incisions of deglaciation stages of the Middle Neo-Pleistocene and Upper Neo-Pleistocene glaciations.

Keywords: stratigraphy, terraces, Lower Ob Region, Quaternary geology.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-10c-18-27

Стратиграфия четвертичных отложений севера Западной Сибири традиционно является остро дискуссионной проблемой. Не вдаваясь в историю разногласий между так называемыми гляциалистами и маринистами, отметим лишь, что в данной статье интерпретация геологических материалов излагается в аспекте официальной стратиграфической парадигмы, увязывающей этапность формирования четвертичных отложений с оледенениями и межледниковьями северного полушария. В последней четверти XX в. при стратиграфических построениях и палеогеографических реконструкциях, посвященных отложениям верхнего неоплейстоцена Западно-Сибирской равнины, доминировали представления о покровном сартанском оледенении на севере в возрастном диапазоне примерно 25–11 тыс. лет назад (далее – тыс. л. н.) и синхронном ему обширном ледниково-подпрудном мансийском озере с отметками до 130 м на юге [1, 2]. В связи с сартанско-мансийской концепцией возраст верхне- и нижнеобских низких НПТ (надпойменных террас), якобы опирающихся на «подпрудно-озерную уртамскую террасу» в Субширотном Приобье, пришлось считать очень молодым (в инт. 14,5–10,2 тыс. лет) [15], что противоречит традиционному положению о циклоклиматическом статусе I, II, III НПТ и трактовкой их возраста как позднесартанского, каргинско-раннесартанского, казанцевско-ермаковского соответственно [13].

Результаты работ по международной программе QUEEN (Quaternary Environments of the Eurasian North) позволили установить, что на побережье Карского моря, а также в низовьях pp. Обь и Енисей отсутствуют следы самостоятельного покровного ледника и соответствующего ему подпрудного озера для времени изотопной стадии 2 [18]. Массовое датирование методами ОСЛ и ¹⁴С привело к выводу о возрасте поздненеоплейстоценового ледникового покрова на севере Западной Сибири в хронологическом интервале 90–60 тыс. л. н. При этом граница оледенения располагалась севернее устья Обской губы (севернее Салехарда), а высота подпрудного бассейна не превышала 60 м над уровнем Мирового океана [17].

Таким образом, пришлось отказаться от концепции «омоложения» низких НПТ р. Обь. Возникла необходимость уточнить их реальный возраст на основе геолого-геоморфологических и геохронометрических данных. Однако стратиграфическая диагностика отложений низких террас правобережья Нижней Оби осложняется тем, что гипсометрические отметки дневной поверхности здесь фактически не коррелируют с типом геологического разреза отложений, залегающих ниже террасовидных уровней [14]. В обнажениях района зафиксирована очень контрастная литологическая изменчивость отложений как по вертикали, так и по горизонтали, в результате которой расчистки в береговых обрывах на расстоянии всего лишь нескольких десятков метров друг от друга могут принципиально различаться по геологическому строению. Кроме того, требуют объяснения находки териофауны средненеоплейстоценового возраста в аллювиальных отложениях низких НПТ правобережья Большой Оби около деревень Хашгорт и Казым-мыс [6].

В связи с этим для уточнения возраста аллювиальных отложений района предлагается рассмотреть новые геологические материалы и геохронологические данные по четвертичным отложениям Нижнего Приобья, которые получены в ходе выполнения проекта Российского научного фонда № 19-78-20002 «Геохронология и палеогеография долины Нижней Оби позднего плейстоцена в контексте ее заселения палеолитическим человеком».

Возраст террас региона на основе дат по разрезам Нижней Оби и трансуральской корреляции

Согласно современным представлениям, основанным на геохронометрических данных [3], геологическая последовательность верхненеоплейстоценовых отложений региона начинается с межледникового шурышкарского торфяника на левобережье р. Обь возрастом 133±14 и 141,1±11,7 тыс. лет, который получен по измерениям соотношения ²³⁰Th/²³⁴U двумя способами. С шурышкарским торфяником коррелируются аллювиальные отложения в основании III НПТ правобережной Оби у р. Пичугуй-Яха с ОСЛ датами 138±11, 137±9, 133±11 и 125±10 тыс. л. н. Таким образом, подтверждается принадлежность аллювия традиционно выделявшейся III НПТ с отметками площадок до 40–50 м над уровнем моря к межледниковью начала позднего неоплейстоцена. В III НПТ вложена II НПТ, отложения которой прослежены далеко на юг вдоль р. Обь на отметках до 30–40 м. Здесь же следует отметить, что стратиграфически между аллювием III и II НПТ южнее полярного круга в долине р. Обь облекающе без размыва залегают параллельно-слоистые пески, алевриты и алевропелиты ледниково-подпрудного озера первого неоплейстоценового оледенения, возраст которых согласно данным люминесцентного датирования 90–60 тыс. лет [3, 18].

š

10c ◆ 202

Наиболее представительные геологические разрезы II НПТ детально изучены в пределах Печорской низменности, четвертичная история которой сходна с таковой Западно-Сибирской равнины. Из разрезов II НПТ правых притоков р. Печора получена серия датировок от 40 до 16 тыс. л. н. [4, 5]. Что касается возраста собственно аллювиального основания II НПТ, то карьерами на р. Колва вскрыты русловые гравийники и пески II НПТ, в которых по мамонтовой фауне получено семь радиоуглеродных дат в интервале от 37 до 25 тыс. л. н. [5]. В опорном разрезе 12-метровой террасы р. Уса, к которому приурочен памятник начальной поры верхнего палеолита Мамонтова Курья, аллювиальные отложения общей мощностью около 7 м состоят из двух примерно равновеликих пачек [12]. Нижняя пачка представлена косослоистыми песками с гравием и галечниками в основании, а верхняя - параллельно-слоистыми песками и алевритами. Выше находится субаэральная толща, сложенная песками и алевритами преимущественно эолового генезиса мощностью около 11 м. Из базальных слоев грубообломочного аллювия мощностью около 2 м по органическим остаткам из костеносного горизонта с палеолитическими артефактами получено восемь радиоуглеродных дат в интервале от 37,4 до 31,9 тыс. л. н., а из вышележащего аллювия по растительным остаткам получена последовательность из 10 радиоуглеродных дат в интервале от 31,4 до 24,1 тыс. л. н. [12].

В качестве опорных разрезов I НПТ можно принять геологические разрезы окунёвской террасы смежного региона на правом берегу р. Печора у деревень Денисовка и Окунёво [8] с абсолютными отметками площадки 15-20 м. Разрез у д. Денисовка начинается с базального галечника мощностью 1 м, который перекрыт русловыми песками мощностью 1,2 м. Выше залегают старичные суглинки мощностью около 1 м с двумя прослоями торфа, датированными радиоуглеродным методом: нижний – 12,3 тыс. лет, верхний – 10,9 тыс. лет. Аллювий перекрыт неслоистыми песками мощностью 4,5 м. Итак, общая высота I НПТ здесь достигает 7-8 м. Разрез у деревни Окунёво представлен параллельно-слоистыми песками общей мощностью 4,5 м с тонким прослоем оторфованных алевритов в кровле (толщина 0,1–0,3 м) с пятью радиоуглеродными датами в интервале от 12,5 до 10,7 тыс. л. н. Аллювиальная толща рассечена псевдоморфозами по ледяным клиньям, постепенно погружается под урез воды и перекрыта песками с пологонаклонной облекающей параллельной слоистостью мощностью 3–5 м. Общая высота I НПТ достигает здесь 7 м.

Таким образом, общие представления о главных этапах формирования верхненеоплейстоценовых отложений на севере Приуралья и Зауралья в главных речных долинах представляют собой достаточно непротиворечивую картину: 130– 90 тыс. л. н. аллювий первого поздненеоплейстоценового межледниковья слагает нижний ярус III НПТ; 90–60 тыс. л. н. образовались подпрудно-озерные осадки первого верхненеоплейстоценового оледенения; 60–25 тыс. л. н. послеледниковый аллювий слагает нижний ярус II НПТ; 25–12(11) тыс. л. н. аллювий последнего глобального похолодания позднего неоплейстоцена, проявившегося в покровном оледенении севера Русской равнины, но не Западной Сибири, слагает нижний ярус I НПТ; последние



Рис. 1. Территория исследований на цифровой модели рельефа (зеленые квадраты – положение обсуждаемых разрезов: 1 – Луговское, 2 – Комудваны, 3 – Лопхари-1, 4 – Лопхари-2, 5 – Кушеват, 6 – Горки-3, 7 – Горки-2, 8 – Горки-1, 9 – Лангивожюган, 10 – Пельях-Юган, 11 – Питляр-1, 12 – Питляр-2)

Проблемы расчленения и корреляции...

12(11) тыс. лет формируется современная пойменная терраса.

Вместе с тем возраст аллювиальных отложений непосредственно на правобережье Большой Оби и их геологические взаимоотношения до сих пор остаются не вполне ясными, поскольку основное внимание до этого уделялось выяснению реального возраста поздненеоплейстоценовых оледенений региона, поиску межледникового и послеледникового реперов, а также их геохронометрическому обоснованию при ревизии и обновлении стратиграфической парадигмы. В связи с этим целесообразно привести новые даты и не публиковавшееся ранее описание разрезов Нижней Оби (рис. 1), проведенное 30 лет назад в условиях обнаженности береговых обрывов на порядок лучше, чем сейчас, когда большинство существовавших ранее обнажений закрылось массовыми оползнями в результате смены гидрологического режима территории.

Аллювиальные отторженцы среднего неоплейстоцена в моренном цоколе низких террас

При стратиграфической интерпретации песков, встречающихся в основании разрезов правобережья Нижней Оби, наиболее трудно объяснить аллювиальные местонахождения мелких грызунов у поселков Хашгорт и Казым-мыс; по морфологии зубов они датируются средненеоплейстоценовым временем [6]. Вместе с тем последний этап формирования гидросети в данном районе по современным представлениям [3] начался только после деградации верхнечетвертичного покровного оледенения около 130 тыс. л. н., т. е. на рубеже среднего и позднего неоплейстоцена. Для выявления причин этого противоречия проанализируем строение нескольких опорных разрезов.

Прежде всего рассмотрим разрез (п. 12 на рис. 1) на правом берегу Большой Оби в 40 км ниже по течению от пос. Хашгорт (рис. 2, а). В нижней части берегового обрыва здесь до высоты 10–12 м над бровкой бечевника (отлогой полосы берега у основания береговых обрывов, обычно затопляемой во время весеннего паводка; название от «бечева», которую тянули бурлаки в XIX в., транспортируя по реке баржи) залегают маловалунные диамиктоны, перекрытые ленточными глинами – параллельносубгоризонтально-слоистыми алевропелитами.

Возраст этих ледниковых отложений, фиксируемых в основании береговых обрывов Большой Оби, по современным представлениям считается средненеоплейстоценовым [3]. Гляциокомплекс перекрывается субаэральной толщей. В нижней части диамиктоновой толщи (правая часть рис. 2, а) фиксируется дугообразная полоса (в сечении стенкой обрыва) песков толщиной до 3–4 м и протяженностью более 100 м, форма и залегание которой указывает на то, что эти пески являются гляциальным отторженцем отложений ледникового ложа.



Рис. 2. Геологические разрезы (см. рис. 1) с отторженцами аллювия в диамиктонах средненеоплейстоценового гляциокомплекса: а – разрез 12, б – разрез 10, в – разрез 11 (г, д – его фрагменты)

Литология: 1 – алевропелит слоистый, 2 – алевропелит неслоистый, 3 – алеврит, 4 – алевропесок, 5 – песок мелкозернистый с алевритовыми прослоями, 6 – песок, 7 – диамиктон (пескоалевропелит с валунами и галькой); генезис: 8 – морена, 9 – аллювий, 10 – покровный субаэральный комплекс, 11 – лимногляциал, 12 – текстуры отложений, 13 – палеопочвы, 14 – палеофауна

На рис. 2, б приведен разрез правого берега Большой Оби в 15 км ниже по течению от пос. Хашгорт (п. 10 на рис. 1). Здесь до высоты 15-16 м над бровкой бечевника зафиксирован средненеоплейстоценовый гляциокомплекс, представленный диамиктонами и «ленточными глинами», которые перекрыты субаэральным покровом. В левой части рис. 2, б виден песчаный отторженец, подошва которого вовлечена в складки вместе с подстилающим диамиктоном, а кровля срезана перекрывающим диамиктоном. На рис. 2, в показан разрез правого берега Большой Оби в 34 км ниже по течению от пос. Хашгорт. Здесь, так же как и в предыдущих случаях, в диамиктонах средненеоплейстоценового гляциокомплекса зафиксирован отторженец аллювиальных отложений толщиной до 5 м, нижняя

часть которого сложена песками русловой фации, а верхняя – переслаиванием песков и алевропесков пойменной фации. На рис. 2, г, д показаны более мелкие детали этого разреза.

На рис. 2, г отражены плоскости сместителей гляциошарьяжей (пологих гляциальных надвигов) и пластичные деформации первично-седиментационных текстур флювиального типа. Характер деформаций предполагает мерзлое состояние песков на момент их дислокаций. Эти пески являются отторженцем, поскольку они как подстилаются, так и перекрываются диамиктоном средненеоплейстоценового возраста. На рис. 2, д видно, что внутри отторженца, сложенного песками и алевропесками, «зажата» чешуя диамиктона с очково-гнейсовой текстурой. Внутри песчаного отторженца отчетливо фиксируется изначальная слоистость флювиального типа, которая разбита постседиментационными малоамплитудными надвигами и складками. Сочетание пластичных и хрупких деформаций свидетельствует о том, что данные отложения деформировались в мерзлом состоянии. Рассмотренные примеры указывают, что аллювиальные отложения средненеоплейстоценового возраста нередко встречаются в основании разрезов правобережья Большой Оби и представляют собой достаточно протяженные и мощные геологические тела, сложенные песками и алевропесками. Эти отложения могут служить источником средненеоплейстоценовой фауны мелких млекопитающих для более поздних генераций аллювия. Это наиболее вероятное объяснение находки средненеоплейстоценовых грызунов в верхненеоплейстоценовых аллювиальных отложениях.

Отложения низких террас

Сочетание типичных фаций аллювия наблюдается, как правило, только в самом основании береговых разрезов. Обычно это пойменные фации, представленные песками с прослоями алевритов и глин. В прирусловых фациях нередко встречаются флазерная слоистость и восходящая рябь течения (рис. 3, а).

Нередки также косослоистые пески русловой фации, перекрытые субгоризонтально-параллельно-слоистыми песками (см. рис. 3, б). Как правило, аллювиальные пески основных русел и проток хорошо промыты – лишены алевропелитового заполнителя – и имеют среднюю зернистость. Кровля отложений первого неоплейстоценового межледниковья в большинстве случаев не поднимается выше 3-5 м над бровкой бечевника и нарушена песчаными псевдоморфозами по постседиментационным повторно-жильным подземным льдам (см. рис. 3, в). Эти клинья обычно не превышают 2–3 м в глубину и, очевидно, свидетельствуют о смене межледниковых условий глобальным похолоданием. Поверх межледникового аллювия облекающе залегают субгоризонтально-параллельно-слоистые š

10c ◆

202



Рис. 3. Фотографии аллювиальных отложений первого верхненеоплейстоценового межледниковья в береговых разрезах у поселка Горки: а – пойменная фация, б – русловая фация, в – псевдоморфоза по ледяному клину в кровле аллювиальных отложений



Рис. 4. Отложения ледниково-подпрудного озера первого верхненеоплейстоценового оледенения: а – субгоризонтально-параллельно-слоистые пески, алевропески и алеропелиты; б – отложения прибрежных мутьевых потоков на крутых склонах, затопленных ледниково-подпрудными водами

осадки ледниково-подпрудного бассейна первого верхненеоплейстоценового оледенения (рис. 4). На рис. 4, а показана постепенная смена снизу вверх песчано-алевритового переслаивания алевропелитовым по мере увеличения глубины подпрудного озера в разрезе Горки-1 (п. 8 на рис. 1); на рис. 4, б – текстуры мутьевых потоков на крутом подводном склоне ледниково-подпрудного озера в разрезе Лангивожюган (п. 9 на рис. 1).

Следует отметить, что мощность отложений верхненеоплейстоценового ледниково-подпрудного озера по горизонтали существенно меняется вплоть до полного выклинивания, что отчетливо показано на рис. 5, а. Объясняется это тем, что правый

берег Нижней Оби проходит в районе перехода от Обской долины к водораздельным территориям. Эта субмеридиональная зона на протяжении длительного времени подвергалась речной эрозии, как боковой, так и глубинной. Поэтому контакты между аллювиальными и субаэральными отложениями не представляют собой субгоризонтальных границ. Соответственно, подошва ледниково-подпрудных отложений не только облекающе ложится на кровлю аллювия, варьируя по высоте в пределах 3-4 м (см. рис. 5, а), но может облекать и субаэральные отложения, синхронные по времени образования с аллювием верхненеоплейстоценового межледниковья. В связи с изложенным становится понятно, почему тыловой шов III НПТ геоморфологически не фиксируется: повсеместно он был затоплен ледниково-подпрудным озером и перекрыт его осадками.



Рис. 5. Оплывневые образования в кровле ледниковоозерных отложений верхнего неоплейстоцена: а – разрез Горки-3, б – оплывневые текстуры горкинских ленточных глин

Кровля ледниково-подпрудных отложений еще более не выдержанная по горизонтали (см. рис. 5, а). Это обусловлено тем, что при деградации верхненеоплейстоценового покрова осуществлялись прорывы подпрудных вод преимущественно вдоль долин магистральных рек, ориентированных с юга на север. Поскольку подпрудный бассейн достигал отметок 60-70 м над уровнем моря, то значительная часть придолинных сниженных поверхностей была им затоплена. При спуске подпрудного бассейна осуществлялся площадной слив значительных объемов воды с прибрежных территорий в долину Нижней Оби через ее правый борт. При этом площадному размыву подвергались подпрудно-озерные отложения (см. рис. 5, а разрез Горки-3, п. 6 на рис. 1). О том, что размыву подвергались и подстилающие отложения, свидетельствуют вскрытые бурением на левобережье Нижней Оби погребенные долины, врезанные в дочетвертичные образования на глубину до 300 м [7]. Соответственно, площадки и тыловой шов озерно-ледниковой подпрудной террасы трудно обнаружить геоморфологическими методами.

На рис. 5, а часть прикровельных отложений ледниково-подпрудного озера отличается от подстилающих варвитов отсутствием слоистости и наличием оплывневых текстур (на рис. 5, б показан фрагмент обнажения близ разреза на рис. 5, а). Такие сизые алевропелиты с болотным запахом и нередко с наличием гумусированых или заторфованных прослоев часто выстилают понижения в кровле озерно-ледниковых параллельно слоистых алевропелитов. По всей видимости, это отложения, связанные с процессами оплывания на бортах и на днище подпрудного бассейна после его опорожнения. В понижениях осушенного палеобассейна формировались лужево-болотные отложения, насыщенные органикой. При этом время образования болотных алевропелитов, насыщенных органикой, могло быть длительным уже после формирования палеовреза этапа дегляциации.

š

10c +

202

Наличие алевропелитов и алевропесков с ленточноподобной слоистостью поверх аллювиальных отложений на моренном цоколе может служить указанием на то, что возраст речных отложений соответствует первой ступени верхнего неоплейстоцена, т.е. началу верхнечетвертичного межледниковья. В качестве примера такого разреза можно привести береговое обнажение на правом берегу р. Лангивожюган у впадения ее в Большую Обь (п. 9 на рис. 1), колонка которого дана на рис. 6. Последовательность отложений представлена здесь (снизу вверх) моренным диамиктоном; косослоистыми хорошо промытыми песками; варвитами с параллельной слоистостью и текстурами мутьевых потоков (см. рис. 4, б); параллельно-слоистыми делювиальными и неслоистыми эоловыми алевропесками, алевритами.



Рис. 6. Колонки обсуждаемых разрезов (нумерация соответствует рис. 1). Высота дана от уровня бровки бечевника

Усл. обозн. см. на рис. 2

Вместе с тем на рис. 5, б показано, что врез, обусловленный спуском вод подпрудного бассейна, может размыть всю пачку ледниково-озерных варвитов. На рис. 6 приведены две колонки разреза «Горкинский мыс» по расчисткам, расположенным всего в 50 м друг от друга. Непрерывной расчисткой здесь была прослежена граница такого палеовреза

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири – 2021, no. 10s – Geology and mineral resources of Siberia

[16] от обнажения Горки-1 (п. 8 на рис. 1), где вскрыта пачка варвитов мощностью более 6 м до обнажения Горки-2 (п. 7 на рис. 1). Здесь варвиты уже уничтожены, в результате чего субаэральные отложения ложатся непосредственно на аллювий первого верхненеоплейстоценового межледниковья.

Таким образом, мы видим разные типы разрезов (Лангивожюган, Горки-1, Горки-2 и особенно Горки-3), включающих аллювий III НПТ. При этом если для разрезов Лангивожюган и Горки-1 геологическим критерием возраста аллювиальной пачки может служить пачка перекрывающих аллювий варвитов, то в разрезе Горки-2 ледниково-подпрудные отложения уже отсутствуют, что может спровоцировать здесь попытку выделения II НПТ без учета результатов боковых вскрышных работ. В частности, этому могла бы способствовать радиоуглеродная дата, полученная в AMS-лаборатории Королевского института культурного наследия (Брюссель, Бельгия) 38932-36055 кал. л. н. (RICH- 27980.1.1) по рогу оленя, найденному в подошве субаэрального комплекса непосредственно над кровлей аллювия в разрезе Горки-2. На примере приведенных разрезов можно удостовериться в том, что они существенно различаются как по мощности субаэрального покрова, перекрывающего аллювий, так и по высоте бровки берегового обрыва, что не позволяет использовать данные признаки в качестве критериев стратиграфической диагностики III НПТ.

Примером разреза II НПТ может служить разрез в районе пос. Кушеват (см. рис. 6), где крупнозернистый песок аллювия р. Обь перекрыт маломощной пачкой ожелезненного песка, отложенного ручьем, с прослоями субаэрального алевропеска. Слоистость интенсивно деформирована склоновыми процессами. Отложения ручья вскрыты здесь серией шурфов, в которых в стратифицированном залегании обнаружено 28 костей. Среди них определены останки северного оленя, мамонта и бизона. Также в стратифицированном залегании в одном из шурфов обнаружен рог северного оленя со следами антропогенного воздействия [11]. Для него на ускорительном масс-спектрометре ИЯФ СО РАН (Новосибирск) получена дата 40850-39384 кал. л. н. (GV-3112). Для другого фрагмента рога северного оленя из этого же слоя получена дата 44953-43164 кал. л. н. (GV-3114).

На рис. 6 приведены также разрезы Лопхари-1 (п. 3 на рис. 1) и Лопхари-2 (п. 4 на рис. 1), представляющие собой террасу высотой 5–7 м над уровнем бечевника, на которой расположена д. Лопхари. По геоморфологическому уровню бровки обрывов следовало бы предположить, что здесь вскрыта I НПТ. Однако фактически на уровне бечевника здесь вскрыта заторфованная гидроморфная палеопочва выдержанного простирания, перекрытая алевропесчаными отложениями субаэрального покрова, в нижней половине которого прослеживаются еще две палеопочвы. По палеопочвам в разрезах д. Лопхари получена серия дат на ускорительном масс-спектрометре в ИЯФ СО РАН в Новосибирске (шифр начинается с GV) и в лаборатории Санкт-Петербургского университета (шифр начинается с ЛУ) [11] (кал. л. н):

 – для нижней палеопочвы разреза Лопхари-1 – более 51148 (GV-02019), 46622–44426 (GV-02480), 47167–42680 (ЛУ-9875);

 – для средней палеопочвы в разрезе Лопхари-1 – 40955–39695 (GV-02479), 44523–41375 (ЛУ-9876);

 – для средней палеопочвы в разрезе Лопхари-2 – 46500–35605 (GV-02482), 42511–39261 (ЛУ-9878);

 – для верхней палеопочвы в разрезе Лопхари-2: 36922–35605 (GV-02481), 38771–36037 (ЛУ-9877).

Таким образом, перекрестное датирование пойменной гидроморфной палеопочвы, венчающей аллювиальные пойменные отложения, а также вышележащего субаэрального покрова, свидетельствуют о том, что разрезы д. Лопхари представляют собой геологическое тело не I НПТ, но II НПТ.

На рис. 6 вынесены разрезы I НПТ, приуроченые к археологическим памятникам финала верхнего палеолита – Комудваны (п. 2 на рис. 1) с датами 12-15 кал. л. н. [10] и Луговское (п. 1 на рис. 1) с датами 11–17 кал. л. н. [9]. Следует отметить, что высоты дневной поверхности в районах этих археологических памятников сравнимы с бровками береговых обрывов, вскрывающих строение уступа II НПТ, на котором расположена д. Лопхари. Учитывая вышеизложенное, приходится констатировать, что на основе геоморфологических критериев и особенностей литологического строения различить разрезы III и II НПТ без палеонтологических и геохронометрических определений маловероятно. Кроме того, следует обратить внимание, что сниженные террасовидные поверхности в районах памятников Луговское и Комудваны фактически находятся на уровне высокой поймы и по ландшафтным признакам вычленение их из состава пойменной террасы Оби (или р. Иртыш, в случае с местонахождением Луговское) затруднено.

Выводы

Анализируя данные по геохронометрическому датированию террас Нижней Оби, можно сделать уверенный вывод о несостоятельности представлений об их молодом возрасте, который ранее обосновывался безосновательными утверждениями о наличии в эпоху последнего ледникового максимума (2) обширного покровного ледникового максимума (2) обширного покровного ледника на севере Западной Сибири. Вместе с тем расчленение и корреляция аллювиальных отложений в геологических разрезах верхнего неоплейстоцена на рассматриваемой территории – задача нетривиальная, обусловленная тем, что верхненеоплейстоценовое речное осадконакопление на правобережье Ниж-

№ 10c ♦ 2021

ней Оби происходило примерно в одном и том же гипсометрическом интервале абсолютных отметок, обычно не превышая относительной высоты 5 м над уровнем бечевника. Характер взаимоотношений разновозрастных аллювиальных пачек наиболее адекватно описывается моделью боковой эрозии и латерального прислонения. Таким образом, геоморфологический метод при стратиграфической диагностике верхненеоплейстоценового аллювия является неэффективным.

На этом же уровне в береговых обнажениях р. Обь зафиксировано наличие в моренных диамиктонах оттоженцев средненеоплейстоценового аллювия с инситной териофауной. Эти отторженцы представляют собой источник ближнего переотложения костных остатков мелких грызунов и захоронения их в более молодых речных отложениях. В тех случаях, когда вмещающий отторженцы диамиктон не обнажен, аллохтонные блоки средненеоплейстоценового аллювия могут быть распознаны по массовым малоамплитудным деформациям и хрупкого, и пластичного типа, наложенным на первичные флювиальные текстуры. Возможность ближнего переотложения палеофауны требует в каждом конкретном изучаемом геологическом разрезе района подтверждения палеонтологических заключений о возрасте данными геохронометрического датирования.

Прослеживание геологических тел по горизонтали затруднено, во-первых, плохой обнаженностью береговых обрывов, а во-вторых, наличием флювиогляциальных врезов этапов дегляциации ледниковых покровов, которые были обусловлены спусками ледниково-подпрудных озер. Эти врезы зафиксированы в кровле как средненеоплейстоценовых диамиктонов и ленточных глин, так и верхненеоплейстоценовых параллельно-слоистых осадков. Соответственно, такие палеоврезы выполняются более поздними субаэральными и аллювиальными отложениями, что нарушает принцип последовательности напластования (то, что выше, моложе, а то, что ниже, – древнее). Таким образом для района Нижней Оби нехарактерно последовательное залегание друг на друге пластовых тел, которые прослеживались бы на большие расстояния по горизонтали.

При отсутствии палеонтологических и геохронометрических данных по образцам из стратифицированных отложений предварительные представления о возрасте аллювия можно получить по геологическому контексту. Если аллювиальные отложения перекрываются моренами, то их возраст, вероятнее всего, средненеоплейстоценовый. Если же аллювиальные отложения не деформированы гляциодинамическими текстурами и перекрываются параллельно-слоистыми песками, алевропесками и алевропелитами, то весьма вероятно, что они соответствуют первой ступени верхнего неоплейстоцена. Если перекрывающая толща представлена субаэральными алевропесчаными отложениями, то их мощность и количество погребенных палеопочв могут дать предварительное представление о возрасте. Вместе с тем следует особо подчеркнуть, что поверх аллювия І НПТ в течение позднеледниковья может накопиться достаточно мощная толща молодых нивейных песков. Соответственно, толщина более древнего комплекса деллювиальных и навеянно-перевеянных отложений поверх аллювия II НПТ может быть сопоставима с толщиной субаэрального покрова I НПТ. Подытоживая вышеизложенное, приходится признать, что надежное стратиграфическое расчленение отложений низких террас на правобережье Нижней Оби требует дорогостоящих специализированных палеонтологических и геохронометрических исследований, а корреляция и прослеживание геологических границ нуждается в ресурсоемких вскрышных работах по береговым обрывам.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда, проект № 19-78-20002 «Геохронология и палеогеография долины Нижней Оби позднего плейстоцена в контексте ее заселения палеолитическим человеком».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов С. А., Волкова В. С. Геологическая история, ландшафты и климат плейстоцена Западной Сибири. – Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. – 105 с.

2. Архипов С. А., Волков И. А., Волкова В. С. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. – 107 с.

3. Астахов В. И., Назаров Д. В. Стратиграфия верхнего неоплейстоцена севера Западной Сибири и ее геохронометрическое обоснование // Региональная геология и металлогения. – 2010. – № 43. – С. 36–47.

4. Астахов В. И., Свендсен Й. И. Природная обстановка первоначального заселения Приуральского севера // Путь на Север: окружающая среда и самые ранние обитатели Арктики и Субарктики. – М.: ИГ РАН, 2008. – С. 98–106.

5. Астахов В. И., Мангеруд Я., Свенсен Й. И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена севера // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30–31. – С. 190–206.

6. Бородин А. В., Косинцев П. А. Млекопитающие плейстоцена севера Западной Сибири // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. – М.: Геос, 2001. – С. 244–252.

7. Зольников И. Д., Гуськов С. А., Мартысевич У. В. О вероятности формирования части четвертичных палеоврезов на севере Сибири термоэрозионными процессами // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII, № 3. – С. 3–10.

8. Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. – М.: Аэрогеология, 2005. – 220 с. 9. Макаров С. С., Резвый А. С. Результаты полевых археологических работ на местонахождении Луговское в 2014 году // Ханты-Мансийский автономный округ в зеркале прошлого: сб. статей. – Томск; Ханты-Мансийск, 2014. – С. 268–281.

10. Макаров С. С., Резвый А. С. Стоянка Комудваны — новый памятник палеолитической эпохи в среднетаежной зоне Западно-Сибирской равнины // Человек и Север: Антропология, археология, экология: матер. всерос. науч. конф. — Тюмень, 2018. — Вып. 4. — С. 143—149.

11. **Новые** данные о заселении долины Нижней Оби в позднем неоплейстоцене / И. Д. Зольников, А. А. Анойкин, Е. А. Филатов и др. // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2021. – Т. 49, № 1. – С. 9–20

12. **Первоначальное** заселение Арктики человеком в условиях меняющейся природной среды: атлас-монография / отв. ред. В. М. Котляков, А. А. Величко, С. А. Васильев. – М.: ГЕОС, 2014. – 519 с.

13. **Равский Э. И.** Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. – М.: Наука, 1972. – 334 с.

14. **Рельеф** и строение четвертичных отложений Нижней Оби в связи с перспективами поиска палеолитических объектов / И. Д. Зольников, А. В. Выборнов, А. А. Картозия и др. // Археология Арктики: сб. Науч. центра изучения Арктики. – Омск: Золотой тираж, 2018. – С. 30–38.

15. Решение межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Западно-Сибирской равнины (Новосибирск, 1988): объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / авт.-сост. С. А. Архипов. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. – 95 с.

16. **Человек** и мамонтовая фауна на севере Оби в позднем неоплейстоцене / И. Д. Зольников, А. А. Анойкин, У. Рендю и др. // Stratum plus. – 2021. – № 1. – С. 39–56.

17. **Glaciomorphological** Map of the Russian Federation / V. Astakhov, V. Shkatova, A. Zastrozhnov, M. Chuyko // Quaternary International. – 2016. – Vol. 420. – P. 4–14.

18. Late Late Queternary ice sheet history of northern Eurasia / J. I. Svendsen, H. Alexanderson, V. I. Astakhov, et al. // Queternary Science Reviews. – 2004. – Vol. 23, no. 11–13. – P. 1229–1271.

REFERENCES

1. Arkhipov S.A., Volkova V.S. *Geologicheskaya istoriya, landshafty i klimat pleystotsena Zapadnoy Sibiri* [Geological history, landscapes and climates in the Pleistocene of Western Siberia]. Novosibirsk, OIGGM SB RAS Publ., 1994. 105 p. (In Russ.).

2. Arkhipov S.A., Volkov I.A., Volkova V.S. *Paleo-geografiya Zapadno-Sibirskoy ravniny v maksimum pozdnezyryanovskogo oledeneniya* [Paleogeography of the West-Siberian Plain at the Late Zyryanka glaciations

maximum]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1980. 107 p. (In Russ.).

3. Astakhov V.I., Nazarov D.V. [Stratigraphy of the Late Neopleistocene in the north of Western Siberia and its geochronometric justification]. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya – Regional Geology and Metallogeny*, 2010, no. 43, pp. 36–47. (In Russ.).

4. Astakhov V.I., Svendsen Y.I. [Environmental conditions of the original settlement of the Ural north]. *Put na Sever: okruzhayushchaya sreda i samyye ranniye obitateli Arktiki i Subarktiki* [Road to the North. Environment and the earliest inhabitants of the Arctic and Subarctic]. Moscow, IG RAS Publ., 2008, pp. 98–106. (In Russ.).

5. Astakhov V.I., Mangerud Ya., Svendsen J.I. [Trans-Ural correlation of the Upper Pleistocene of the North]. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya* – *Regional Geology and Metallogeny*, 2007, no. 30–31, pp. 190–206. (In Russ.).

6. Borodin A.V., Kosintsev P.A. [Mammals of the Pleistocene of the north of West Siberia]. *Mamont i ego okruzheniye: 200 let izucheniya* [The Mammoth and its surroundings: 200 years of study]. Moscow, Geos Publ., 2001, pp. 244–252. (In Russ.).

7. Zolnikov I.D., Guskov S.A., Martysevich U.V. [On the probability of the contribution of the thermoerosion processes to the Quaternary paleocuts (Siberian north)]. *Kriosfera Zemli – Earth's Cryosphere*, 2004, vol. 8, no. 3, pp. 3–10. (In Russ.).

8. Lavrov A.S., Potapenko L. M. *Neopleystotsen severo-vostoka Russkoy ravniny* [Neopleistocene in the Northeastern Russian Plain]. Moscow, Aerogeologiya Publ., 2005. 220 p. (In Russ.).

9. Makarov S.S., Rezvyy A.S. [The results of field archaeological works on the Lugovskoye location in 2014]. *Khanty-Mansiyskiy avtonomnyy okrug v zerkale proshlogo* [Khanty-Mansi Autonomous Okrug in the mirror of the past]. Tomsk, Khanty-Mansiysk, Tomsk State University Publ., 2014, pp. 268–281. (In Russ.).

10. Makarov S.S., Rezvyy A.S. [Komudvany locality – a new paleontologic-archaeological monument of the West Siberian plane]. *Chelovek i Sever: Antropologiya, arkheologiya, ekologiya: Materialy vserossiyskoy nauchnoy konferentsii* [Man and North: Anthropology Archaeology, Ecology: Proceedings of the All-Russian Scientific Conference]. Tyumen, Tyumen Scientific Center SB RAS Press Publ., 2018, issue 4, pp. 143–149. (In Russ.).

11. Zolnikov I.D., Anoykin A.A., Filatov E.A., et al. [New evidence of the Late Neopleistocene peopling of the Lower Ob valley]. *Arkheologiya, Etnologiya i Antropologiya Evrazii – Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*, 2021, vol. 49, no. 1, pp. 9–20. (In Russ.).

12. Kotlyakov V.M., Velichko A.A., Vasilyev S.A., eds. *Pervonachalnoye zaseleniye Arktiki chelovekom v* usloviyakh menyayushcheisya prirodnoy sredy: Atlasmonografiya [The initial human settlement of the Arctic

Nº 10c ◆ 2021

in a changing natural environment: Atlas-monograph]. Moscow, Geos Publ., 2014. 519 p. (In Russ.).

13. Ravskiy E. I. *Osadkonakopleniye i klimaty Vnutrenney Azii v antropogene* [Sedimentation and climate of Inner Asia in the Quaternary period]. Moscow, Nauka Publ., 1972. 334 p. (In Russ.).

14. Zolnikov I.D., Vybornov A.V., Kartoziya A.A., et al. [The relief and structure of the Quaternary sediments of the Lower Ob in relation to the prospect for the search of the Paleolithic sites]. *Arkheologiya Arktiki* [Archaeology of the Arctic]. Omsk, Zolotoy tirazh Publ., 2018, issue 5, pp. 30–38. (In Russ.).

16. Arkhipov S. A. Resheniye mezhvedomstvennogo stratigraficheskogo soveshchaniya po chetvertichnoy sisteme Zapadno-Sibirskoy ravniny (Novosibirsk, 1988): Obyasnitelnaya zapiska k regionalnoy stratigraficheskoy scheme chetvertichnykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny [Decision of the Interdepartmental Stratigraphic Meeting on the Quaternary system of the West Siberian Plain (Novosibirsk, 1988): Explanatory note to the regional stratigraphic scheme of Quaternary deposits of the West Siberian Plain]. Novosibirsk, IGiG SB AS USSR Publ., 1990. 95 p. (In Russ.).

16. Zolnikov I.D., Anoykin A.A., Rendu W., et al. [Human and mammoth fauna in the north of the Ob Basin in the Late Neopleistocene]. *Stratum plus*, 2021, no. 1, pp. 39–56. (In Russ.).

17. Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quaternary International*, 2016, vol. 420, pp. 4–14.

18. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., et al. Late Late Queternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 2004, vol. 23, no. 11–13, pp. 1229–1271.

© И. Д. Зольников, А. А. Анойкин, А. В. Постнов, А. В. Выборнов, Е. А. Филатов, А. В. Васильев, Е. В. Пархомчук, 2021

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири – 2021, no. 10s – Geology and mineral resources of Siberia

УДК 551.79:551.435(571.151)

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

И.Д.Зольников^{1,2,3}, Е.В.Деев^{2,3,4}

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия; ³Институт географии РАН, Москва, Россия; ⁴Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия;

Показано, что представительные разрезы поздненеоплейстоценовых аллювиальных отложений встречаются преимущественно в расширениях магистральных долин и межгорных котловин Горного Алтая. Приведены данные оптико-стимулированной люминесценции и радиоуглеродного датирования, характеризующие малояломанский аллювий в стратотипическом Малояломанском разрезе и в одновозрастных опорных разрезах верхнего, среднего и нижнего течения р. Катунь. Это позволяет сделать вывод о региональном стратиграфическом значении малояломанского аллювия и отнести его к эпохе, разделяющей два позднечетвертичных оледенения Горного Алтая. Поставлен вопрос о необходимости выявления стратиграфической значимости региональных и местных событий, обусловивших не только ледниковое, но и сейсмообвальное подпруживание долин Горного Алтая в позднем неоплейстоцене.

Ключевые слова: аллювий, неоплейстоцен, Горный Алтай, стратиграфия.

STRATIGRAPHICAL SIGNIFICANCE OF THE GORNY ALTAI ALLUVIAL DEPOSITS IN THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE

I. D. Zolnikov^{1,2,3}, E. V. Deev^{2,3,4}

¹V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS, Novosibirsk, Russia; ²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; ³Institute of Geography of the RAS, Moscow, Russia; ⁴A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics of the SB RAS, Novosibirsk, Russia

It is shown that representative sections of the Late Pleistocene alluvial deposits are found mainly in planations of main valleys and intermountain basins of the Gorny Altai. The data of optically stimulated luminescence and radiocarbon dating characterizing the Malyi Yaloman alluvium in the stratotypic Malyi Yaloman section and in same-age reference sections in the upper, middle and lower reaches of the Katun River are presented. That implied the regional stratigraphical significance of the Malyi Yaloman alluvium and it attribution to the epoch separating two Late Quaternary glaciations of the Gorny Altai. The question is raised of the need to identify the stratigraphical significance of regional and local events that caused not only glacial, but also seismic damming of the Gorny Altai valleys in the Late Pleistocene.

Keywords: alluvium, Pleistocene, Gorny Altai, stratigraphy.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-10c-28-35

Разнообразие отложений, слагающих террасы долин pp. Чуя и Катунь, приводило исследователей к разным вариантам генетической и стратиграфической интерпретации четвертичных отложений и рельефа данной территории. Большинство согласны с разделением этих террас на высокие (300-70 м над урезом реки), средние (70–10 м) и низкие (менее 5 м). По [3] высокие террасы представлены отложениями ининской толщи, а более низкие – сальджарской. Позже было установлено, что эти толщи залегают в цоколях террас, а сами террасы являются преимущественно эрозионными. Аккумулятивные накопления аллювия фактически отсутствуют в пределах высоких террас и редко встречаются в верхней части средних [14]. Низкие террасы высотой около 5 м относятся к аккумулятивным аллювиальным образованиям голоцена. Стоит особо подчеркнуть, что наиболее представительные разрезы аллювия, по поводу фациально-генетической интерпретации которых ни у кого не возникает сомнений, были впервые описаны и датированы новейшими геохронологическими методами относительно недавно [8, 14].

Об условиях формирования ининской и сальджарской толщ высказывались различные мнения. Дискуссии об их ледниковом, камовом, аллювиальном, гляциально-суперпаводковом происхождении рассмотрены в региональных обобщениях [4, 6, 7, 10, 11]. Однако вне зависимости от представлений о генезисе цоколя высоких и средних террас результаты геохронологического датирования [8, 18] позволили сделать вывод о том, что формирование аллювия началось в долинах рек Чуя и Катунь около 80-90 тыс. лет назад (далее – л. н.), т. е. после завершения формирования сальджарской толщи. После этого возрастного рубежа ведущим экзогенным фактором формирования отложений и рельефа изучаемых долин стала речная деятельность, представленная чередованием этапов эрозии и аккумуляции. Наличием мощной толщи рыхлых отложений, легко доступных для речного размыва и выноса, собственно, и объясняется доминирование эрозионного типа террас над аккумулятивным в расширениях магистральных долин. Исключением являются районы локальной экспансии в долину р. Чуя Чибитского, Маашейского и Куэхтанарского ледников во время последнего глобального похолодания, коррелируемого с морской изотопной стадией (МИС) 2. Изучение геоморфологического положения [5] и геологических разрезов аллювиальных отложений [8, 14] позволило сформировать представления об этапах речной эрозионно-аккумулятивной деятельности в долинах рек Чуя и Катунь.

Ключевые разрезы аллювия в контексте геолого-геоморфологического строения долин рек Чуя и Катунь

При изучении речных террас горных территорий всегда остро стоит вопрос об их стратиграфическом значении. Закономерности формирования аллювия в горах обусловлены интегральным сочетанием двух основных факторов - неотектонического и палеоклиматического [12, 15]. Общеизвестно, что хорошо разработанные горные долины за исключением троговых участков представляют собой четковидное чередование сужений и расширений. При этом неотектоническая история каждого расширения может быть разной, следовательно, разновозрастными могут быть локализованные в них аллювиальные террасы. Специально для выявления геоморфологических особенностей речных долин Юго-Восточного Алтая разработана методика морфометрического анализа на основе количественной оценки ширины террас и степени извилистости русел в пределах магистральных долин [5], которая позволила охарактеризовать основные типы геолого-геоморфологического стро-



Рис. 1. Схема распространенности различных морфологических типов долины в пределах р. Чуя и верхнего – среднего течения р. Катунь

1 — узкие изломанные долины, ущелья; 2 — более широкие участки долин, характеризующиеся аллювиальной аккумуляцией; 3 — локальные межгорные впадины; 4 — участки долины, занятые палеоледником; 5 — участки долин, подпруженные палеоледником; 6 межгорные котловины; цифры в кружках — номера точек разрезов на рис. 2

ения долин Чуи и Катуни, имеющих значение для перспектив стратиграфического изучения аллювия (рис. 1).

Š

10c ◆

202

К первому типу относятся участки с узкой прямолинейной долиной, заложенной по разломным зонам. Для этих участков характерна инстративная динамическая фаза формирования аллювия. Такие узкие долины, как правило, лишены и цокольных сальджарских, и аллювиальных отложений. Нередко русло протекает не по одному протяженному разлому, а состоит из последовательности прямолинейных отрезков, выработанных по отдельным разломам, что обусловливает его «неотектоническую изломленность». Второй тип представлен более широкими участками долины с однорукавным слабо извилистым руслом. Здесь уже встречаются террасы. На них формируются маломощные аллювиальные отложения, вложенные в цоколь. По всей вероятности, для таких участков характерна стабильная неотектоническая обстановка (отсутствие как интенсивных опусканий, так и воздыманий). Третий тип характеризует локальные расширения долин, в которых русло меандрирует. Здесь на террасовых цоколях встречаются аллювиальные отложения, которые нередко «прижаты» к тыловому шву средних террас. Четвертому типу соответствуют преобразованные палеоледниками долины с извилистым руслом, перлювием по морене и редкими

> маломощными фрагментами субстративного аллювия. Пятый тип включает участки долины, испытавшие в недавнем геологическом прошлом обвальное, моренное или ледниковое подпруживание, в результате которого формировались отложения, представленные параллельно-слоистыми песками и алевритами; при этом образуются широкие долины с интенсивно меандрирующим руслом, старицами и второстепенными протоками. Шестой тип объединяет широкие долины внутри межгорных котловин и переходные к ним участки. Русло многорукавное; выделяются главная протока и многочисленные второстепенные. Для этого типа характерен констративный аллювий повышенной мощности. Нередко пятый тип фрагментарно как бы «накладывается» на шестой.

Данная типизация в значительной мере условна и выполняет вспомогательную функцию для стратиграфических исследований. На наш взгляд, наиболее перспективны для изучения речных отложений третий и шестой типы долин, где аллювий представлен не только русловой, но и пойменной фацией, которая, с одной стороны, пригодна для определения радиометрических возрастов отложений методом оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ), а с другой – может включать остатки палеофауны, перспективные для радиоуглеродного анализа.

В решениях Межведомственного рабочего совещания по разработке региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Алтае-Саянской области (22-23 ноября 2018 г.), предложено между сальджарской толщей и мореной второго позднеплейстоценового оледенения выделить малояломанский аллювий. В качестве стратотипа нами предложен геологический разрез (№ 1 на рис. 2) с координатами: 50,49726° с.ш., 86,59146° в.д., который вскрыт карьером, выработанным в левобережной средней террасе р. Катунь (с высотой площадки около 60 м над урезом реки), близ устья р. Малый Яломан [4, 14]. В стенках карьера обнажены срезающие друг друга серии косослоистого и мульдообразно-слоистого серого гравийно-галечника, галечника, гравийника. Видимая мощность аллювиальных отложений, подошва которых уходит под основание карьера, 15 м. Общая последовательность отложений включает прерывистые слои пойменных песков толщиной 20-30 см, редко до 1 м, которые ориентированы субгоризонтально и разделяют косослоистые гравийно-галечники русловой фации. Таким образом, по особенностям геологического строения описываемые отложения можно отнести к настилаемому (констративному) типу аллювия.

В южной стенке с глубины 13,2 м от бровки карьера выходит слой палево-серого крупнозернистого пойменного песка, из которого получена ОСЛ-дата (RISO-132543) 89±10 тыс. л. н. [8] (ОСЛдатирование здесь и далее выполнено в скандинавской лаборатории люминесцентного датирования, Орхусский университет, Дания). Это позволяет отнести малояломанский аллювий к эпохе, разделяющей два позднечетвертичных оледенения Горного Алтая.

Очевидно, что одной даты крайне недостаточно для того, чтобы обосновать возраст выделяемого стратиграфического подразделения. Кроме того, встает вопрос, есть ли стратиграфические аналоги яломанского аллювия в других расширениях долин Чуи и Катуни, геологическая история которых может существенно отличаться. В этом отношении показателен район Верхней Катуни, где расположены Тюгурюкская, Абайская, Уймонская, Катандинская и Тюнгурская котловины. Непосредственно в западной части Уймонской котловины на левом берегу в приустьевом участке р. Баштала описан Усть-Башталинский разрез (№ 2 на рис. 2) с координатами 50,26448° с. ш., 85,67481° в. д. [3].

Обрыв высотой 12 м (2-3 м основания скрыто осыпью) вскрывает снизу вверх два руслово-пойменных цикла. Нижний цикл начинается пачкой косослоистого гравийно-галечника (русловая фация) видимой мощностью более 1,4 м и заканчивается пачкой субгоризонтально-параллельно переслаивающихся алевропелита, алеврита и песка (пойменная фация) общей мощностью до 3,9 м. Верхний цикл содержит аналогичные гравийно-галечники с прослоями серого песка (русловая фация) общей мощностью до 2,4 м и параллельно-слоистые алевриты (пойменная фация) с маломощными прослоями гравийника, общей мощностью 1,1 м. Из алевритов нижнего цикла отобраны гастроподы (ниже 6,8 м от бровки обрыва), по которым в Университете Аризоны (Тусон, США) получена AMS¹⁴C древнее 45,7 тыс. лет [13]. Из песков нижнего цикла (6,4 м ниже бровки обрыва) взят образец, для которого определен ОСЛ-возраст 77±5 тыс. лет [8]. Как мы видим, радиоуглеродная и ОСЛ-дата согласуются друг с другом. Более того, ОСЛ-возраст Усть-Башталинского разреза (77±5 тыс. лет) сопоставим с таковым Малояломанского (89±10 тыс. лет) в пределах перекрытия доверительных интервалов.

Еще одно обнажение – Нижнеуймонское (№ 3 на рис. 2) расположено в долине верхнего течения р. Катунь в Уймонской котловине в 1,1 км к югозападу от с. Мульта в карьере с координатами



Рис. 2. Сводная схема стратиграфических колонок

1 — глина; 2 — алеврит; 3 — алевропесок; 4 — песок; 5 — дресва; 6 — гравий; 7 — галька; 8 — палеопочвы и современные почвы; 9 — слоистость; 10 — данные ОСЛ-датирования; 11 — данные радиоуглеродного датирования

50,20446°с.ш., 85,94220° в.д., который вскрывает уступ второй речной террасы по левому борту долины р. Катунь. В стенках высотой до 14 м представлено цикличное чередование слоев серого косослоистого и полого-мульдообразно-слоистого гравийно-галечника русловой фации аллювия (мощность 2,2-5,2 м) и светло-серого тонко-параллельно-субгоризонтально-слоистого пескогравийника и алевропеска пойменной фации (0,3-2,4 м). Для ОСЛ-датирования отобраны образцы из пойменных песков, по которым получены возрасты 89±8 тыс. лет (RISO-132534) на расстоянии 1,1 м ниже бровки карьера и 79±5 тыс. лет (RISO-132533) на расстоянии 5,8 м ниже бровки карьера [8]. Разброс 10 тыс. лет укладывается в суммированную погрешность 13 тыс. лет, поэтому даты друг другу не противоречат. Следует также отметить, что даты по Нижнеуймонскому разрезу согласуются с таковыми по Усть-Башталинскому и Малояломанскому.

Аллювиальные отложения Уймонской котловины вложены в лимногляциальные осадки последнего ледниково-подпрудного озера, которые изучены на юго-восточной окраине Уймонской котловины и в перемычке между Уймонской и Катандинской котловинами в техногенных подрезках уступа озерной террасы вдоль автомобильной дороги [8]. Наиболее представительным из них является придорожное обнажение длиной около 100 м на восточной окраине Уймонской котловины (№ 4 на рис. 2). Оно находится в 5,9 км юго-восточнее д. Нижний Уймон на левом берегу р. Катунь и имеет координаты 50,17449° с. ш., 86,02805° в. д. Бровка обнажения постепенно с востока на запад срезает толщу сверху. В этом же направлении появляются стратиграфически более низкие слои и наращивается общая мощность вскрытой толщи. Видимая мощность отложений превышает 12 м. В обнажении вскрыт параллельно-субгоризонтально-слоистый палево-бурый алеврит с редкими прослоями песка и пескодресвяника толщиной 5-10 см, расположенными через 30-60 см. На расстоянии 3,2 м вниз от бровки отобран образец, для которого получен ОСЛ-возраст 101±9 тыс. лет (RISO-132536) [8]. Это первое непосредственное датирование отложений оз. Рериха, которое хорошо согласуется с оптиколюминесцентными датами Усть-Башталинского, Нижнеуймонского и Малояломанского разрезов, показывая, что формирование аллювия как в верхнем, так и в среднем течении р. Катунь началось фактически сразу после спуска ледниково-подпрудного бассейна, т. е. после завершения первого оледенения верхнего неоплейстоцена Горного Алтая.

В нижнем течении р Катунь на правом берегу около северо-восточной окраины д. Дубровка в придорожном карьере (№ 5 на рис. 2) с координатами 51,937583° с. ш., 85,840706° в. д. изучены отложения субаэрального покрова, перекрывающего II надпойменную террасу (НПТ) р. Катунь, входящую в комплекс средних террас [4]. Сверху вниз от бровки карьера вскрыты лессовидный песчанистый алеврит, алевропесок общей мощностью 4,7 м с тремя палеопочвами, верхняя из которых имеет малую толщину (несколько см) и эфемерный облик. Под субаэральным покровом залегает бурый солифлюкционно-преобразованный алевропесок с включениями песков и глин общей мощностью 0,9 м. В этом слое на глубине 4,8-4,9 м от бровки обрыва встречены обломки костей благородного оленя (Cervus elaphus L.). Еще ниже залегают аллювиальные отложения: хорошо промытый светло-серый песок мощностью 0,4 м крупно- и среднезернистый с редким гравием и коричневая с белесоватыми прослойками глина видимой мощностью 0,7 м. Из костей благородного оленя в Университете Аризоны получена ¹⁴С AMS-дата (АА-79789) более 37200 л. н. Следовательно, аллювий II террасы р. Катунь в нижнем течении оказывается древнее 37 тыс. лет и может быть сопоставлен по времени формирования с вышеописанным аллювием долины той же реки в ее верхнем и среднем течении.

š

10c ◆

202

Таким образом, четыре датированных геологических разреза свидетельствуют, что в верхнем, среднем и нижнем течении р. Катунь происходило накопление аллювиальных отложений в начале эпохи, разделяющей два позднечетвертичных оледенения Горного Алтая, которая сопоставляется с третьей ступенью верхнего неоплейстоцена (III₃). Следовательно, данный этап речной аккумуляции не являлся локальным для Малояломанского расширения Катунской долины, где находится стратотип малояломанского аллювия, но имеет региональное стратиграфическое значение по крайней мере для всей долины р. Катунь. Отсутствие опорных разрезов аллювия этого возраста в долине р. Чуя объясняется, во-первых, редкой встречаемостью сколько-нибудь представительных разрезов аллювия в магистральных долинах Юго-Восточного Алтая вообще, а во-вторых, тем, что расширения этой долины, как правило, заняты более молодыми отложениями другого генезиса.

Событийная история морфолитогенеза в долинах Чуи и Катуни в постсальджарское время

Имеющиеся на 2021 г. геолого-геоморфологические и геохронологические данные позволяют считать реперной границей, после которой началось формирование аллювиальных отложений долин Чуи и Катуни, кровлю сальджарской толщи, время образования которой сопоставляется [8] со второй ступенью верхнего неоплейстоцена (III₂). Первый послесальджарский этап геологической деятельности рек в магистральных долинах Юго-Восточного Алтая ознаменовался врезом в кровлю сальджарских отложений, за которым последовал этап аккумуляции констративного аллювия. В ходе второго этапа сформировались отложения Малояломанского, Усть-Башталинского, Нижнеуймонского и Дубровкинского разрезов с четырьмя ОСЛ-датами от 89±10 до 77±5 тыс. лет назад и двумя запредельными AMS-датами. Тыловой шов аккумулятивной террасы этого этапа всего на 2–3 м ниже поверхности кровли сальджарской толщи, маркированной ининским «садом камней» и грядами «знаков гигантской ряби». Таким образом, почти весь эрозионный врез 1-го этапа, по-видимому, не превышавший 15 м, был заполнен аллювиальными отложениями, сформировавшимися в ходе последовавшего за ним аккумулятивного этапа.

Третьим этапом деятельности реки является эрозионный врез на глубину 25–30 м. В долине средней Катуни площадки следующей террасы расположены на 25–30 м вниз от кровли малояломанского аллювия. Этот врез фиксируется обширной площадкой террасы Среднекатунского разреза (50,50495° с. ш., 86,56578° в.д.), который расположен на левом берегу р. Катунь между устьями ее левобережных притоков – рек Большой и Малый Яломан [8, 17]. В геоморфологическом отношении глубина данного вреза отражена широкими площадками средних террас Малояломанского расширения высотой 25–30 м от уреза реки. Площадки этого гипсометрического уровня фиксируются в нескольких участках, в том числе около устья р. Чуя.

Площадки террас, собственно, отражают следующий, четвертый этап развития речных долин, связанный с расширением долины и формированием маломощного субстративного аллювия – перлювиального базального горизонта. Такой базальный слой значительного простирания задокументирован в Среднекатунском разрезе [8, 14].

Пятый этап также изучен в Среднекатунском разрезе. Общая протяженность стенки обрыва более 580 м. Цокольное основание мощностью 20-24 м представлено наклонным параллельным переслаиванием пачек щебнегалечников, валунников, дресвяников. В крупнообломочных сериях встречаются глыбы, лежащие согласно слоистости и с отдельными глыбами [14]. Поверх сальджарской толщи в восточной части разреза на перлювиальном горизонте размыва залегают аллювиальные мульдообразно-слоистые галечники с гравийными песками мощностью до 8 м. В западной части разреза в цокольных отложениях выработано палеорусло Катуни еще на глубину около 15 м, т.е. до уровня около 10 м над урезом воды. Палеорусло выполнено параллельно-слоистыми песками и алевритами. Эти отложения сформированы после обвала, вероятно сейсмически обусловленного, ниже по течению р. Катунь, который послужил плотиной, запрудившей ее долину [17]. В соответствии с классификацией фаций горного аллювия А. А. Чистякова [15] эти отложения можно отнести к подпрудной фации аллювия. Из нижней части алевропесчаной пачки получен ОСЛ-возраст 38±4 тыс. лет (RISO-142566) [17]. Следовательно, этап очередного аллювиального вреза фиксируется погребенным палеоруслом в данном разрезе на хронологическом уровне около 40 тыс. л. н.

Таким образом, третий, четвертый и пятый этапы отражают последовательную смену глубинной, боковой и опять глубинной эрозии после завершения формирования малояломанского аллювия. Эти этапы не оставили после себя констративных речных накоплений и обосновываются преимущественно геоморфологическими критериями. Здесь же следует отметить, что в районе Среднекатунского разреза врезание прекратилось не из-за палеоклиматических причин, а в результате локального обвального перегораживания долины, которое, судя по значительной мощности подпрудных отложений, кратковременным не было. Следовательно, в других участках магистральных долин эрозия (как глубинная, так и, возможно, боковая) вплоть до полного прорезания рекой сальджарской толщи до скальных пород продолжалась вне зависимости от истории завально-подпрудного проточного озера.

Аллювиальные отложения очередного этапа речной аккумуляции изучены в Маргалинском разрезе [8], который расположен в восточной части Уймонской котловины около устья р. Маргала (50,18821° с.ш., 86,00697° в.д.). В основании берегового обрыва надпойменной аккумулятивной террасы р. Катунь протяженностью более 250 м и высотой до 10 м (№ 7 на рис. 2) залегают аллювиальные косослоистые галечники и мелкие валунники видимой мощностью 5,1-5,5 м, перекрытые косослоистыми среднезернистыми песками мощностью 0,5-0,7 м. Из аллювиальных песков с глубины 4,4 м от бровки получена ОСЛ-дата (RISO-132540) 22±1 тыс. лет [8], которая свидетельствует о том, что эрозионный врез сменился аккумуляцией в начале эпохи, соответствующей четвертой ступени верхнего неоплейстоцена (III₄).

Стратиграфически и гипсометрически выше аллювиальных отложений в Маргалинском разрезе залегают подпрудно-аллювиальные параллельно-слоистые мелкозернистые алевритистые пески мощностью 0,5-1,7 м. Из основания этих подпрудных осадков с глубины 2,5 м от бровки получена дата 14±1 тыс. лет (RISO-132541) [8]. В восточном окончании Маргалинского разреза первая НПТ высотой до 5 м со срезающим контактом прилегает ко второй. Таким образом, между накоплением отложений 10- и 5-метровой террас фиксируется эрозионный размыв. Из основания первой НПТ в глинистом слое отобран растительный детрит с калиброванным AMS ¹⁴С возрастом 5890–5810 л. н. (UGAMS-27116) [8]. Эта дата указывает на начало очередного вреза и последовавшего за ним этапа аллювиальной аккумуляции, который приходится в данном участке на середину голоцена.

Отметим, что Маргалинский разрез состоит из аллювия лишь в нижней части. Верхняя часть этого разреза сложена аллювиально-подпрудными алевропесками, которые перекрываются прорывными пескодресвяниками небольшой мощности (до 1,5–2 м). Следовательно, данная терраса явля-

№ 10c ◆ 2021

ется результатом аккумуляции в проточном озере, которое сформировалось, по всей вероятности, за счет сейсмообвального подпруживания [9]. Врез в озерно-аллювиальные осадки 10-метровой террасы Маргалинского разреза, вероятнее всего, обусловлен спуском подпрудных вод в результате разрушения плотины; не исключено, впрочем, что и по палеосейсмической причине. Поэтому в хронологическом интервале примерно от 14 до 6 тыс. л. н. реальный характер речных процессов в долине р. Катунь за пределами проточного подпрудного озера мог быть как аккумулятивным, так и эрозионным. Соответственно, формирование низкой (около 5 м) аккумулятивной речной террасы в магистральных долинах Горного Алтая могло начаться не в середине, а, например, в начале голоцена.

Следует особо подчеркнуть, что расширения магистральных долин, наиболее перспективные для накопления и сохранения аллювиальных отложений, являются районами, потенциально перспективными для накопления и сохранения отложений другого генезиса. Так, в долине р. Чуя расширение около урочища Баратал занято параллельно-слоистыми песками и алевритами ледниково-подпрудного озера (№ 8 на рис. 2), возраст которых определяется пока единственной ОСЛ-датой (RISO-142565) 14,4±1,4 тыс. л. н. [8]. Осадки этого палеоозера продолжаются и в Курайскую котловину, занимая ее наиболее низкую часть. Западнее расширение долины р. Чуя выстилается моренными диамиктонами, одновозрастными баратальским подпрудно-озерным алевропескам. Расширение в долине р. Чуя между Курайской и Чуйской котловинами у руч. Куэхтанар также выполнено параллельно-слоистыми песками подпрудного озера (№ 9 на рис. 2) возрастом по данным термолюминесцентного анализа 14,5±1,5 и 13,5±1,5 тыс. лет [16]. Одни исследователи причину возникновения этого проточного озера связывают с Куэхтанарским ледником, а другие – с Сукорским оползнем-обвалом. Отложения подпрудного озера продолжаются в Чуйской котловине, выстилая наиболее низкий участок ее днища.

Еще одно расширение долины находится ниже по течению р. Чуя от устья р. Бельгебаш. Здесь на значительном расстоянии (более 5 км вдоль реки) отсутствуют представительные береговые обнажения, но русло ветвится на протоки, а еще ниже по течению наблюдаются обширные обвальные образования «свежего» облика. Очевидно, что здесь озерные осадки как завально-подпрудного, так и ледниково-подпрудного происхождения, формировавшиеся в конце неоплейстоцена и в голоцене, перекрыли предшествовавшие аллювиальные отложения. Кроме того, часть расширений долины р. Чуя занята диамиктонами Чибитского, Маашейского, Куэхтанарского ледников, которые залегают поверх сальджарской толщи, и, следовательно, по возрасту их можно сопоставить с четвертой ступенью верхнего неоплейстоцена. Значит, в районах распространения ледниковых образований мы также можем ожидать аллювиальных отложений преимущественно лишь голоценового возраста, вложенных в ледниковые и озерные осадки.

С этой точки зрения показателен Маргалинский разрез Верхней Катуни, где аллювий перекрыт подпрудно-озерными осадками, с врезанными флювиально-прорывными отложениями, а к ним, в свою очередь, прислонен аллювий 5-метровой пойменной террасы, которая начала формироваться в середине голоцена. Не исключено, что финал неоплейстоцена – это время интенсификации регионального проявления палеосейсмических событий, которые наряду с локальными вторжениями ледников привели к этапу формирования подпрудных озер. В таком случае отложения этих озер на каждом участке будут иметь значение для создания местных стратиграфических шкал. Однако, поскольку они достаточно часто встречаются в расширениях магистральных долин Алтая, а также в приустьевых расширениях их притоков, то не исключено их последующее включение в состав четвертой ступени верхнего неоплейстоцена при условии надежного геохронологического обоснования.

Проявление обвального подпруживания в магистральных долинах характерно и для более раннего времени. Об этом, в частности, свидетельствуют подпрудно-озерные осадки возрастом 38±4 тыс. лет, выполняющие палеорусло в Среднекатунском разрезе. Еще более древние озерные осадки, залегающие под сальджарской толщей, зафиксированы, например, в нижней части Усть-Чуйского разреза [4, 17]. Особого внимания заслуживают озерноподпрудные осадки в притоках р. Катунь, возникновение которых по возрасту не увязывается с сальджарским событием [1, 2, 17]. В связи с этим важное значение как для местной, так и для региональной стратиграфии приобретают палеосейсмологические исследования, ориентированные на выявление этапов интенсификации палеоземлетрясений для территории Горного Алтая [1, 2, 9, 17]. Отметим, что неотектонические события, обычно воспринимаемые как явления, осложняющие стратиграфию, в данном случае изучаются непосредственно в геологических разрезах и интерпретируются в региональном контексте истории четвертичного осадконакопления, что, несомненно, должно учитываться при составлении и местных, и региональной стратиграфических схем.

Выводы

Основная задача статьи — обобщение имеющейся информации для обоснования валидности яломанского горизонта в стратиграфической схеме Горного Алтая [3, 4, 8, 9, 14].

Подводя итог всему сказанному, можно сделать вывод, что малояломанский аллювий сформировался на этапе аккумуляции, который пришелся на время, соответствующее теплым подстадиям

МИС 5. Вслед за этим этапом последовал достаточно долгий этап врезания в сальджарскую толщу, который представлял собой чередование глубинной и боковой эрозии и сменился аккумуляцией уже в конце позднего неоплейстоцена и в голоцене. Возраст малояломанского аллювия определен в Малояломанском, Усть-Башталинском, Нижнеуймонском и Дубровкинском разрезах четырьмя ОСЛ-датами (от 89±10 до 77±5 тыс. л. н.) и двумя запредельными АМЅ¹⁴С-датами. Особо подчеркнем, что эти стратотипический и опорные разрезы локализованы в верхнем, среднем и нижнем течении р. Катунь, т.е. на всем ее протяжении, охватывая как палеогляциозону, так и неледниковую, а также перигляциальную палеозоны плейстоцена Горного Алтая, что свидетельствует о региональном значении выделяемого стратона, отнесенного к эпохе, которая разделяет два верхнеоплейстоценовых оледенения.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта РНФ № 19-17-00179.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Деев Е. В., Зольников И. Д., Гуськов С. А.** Сейсмиты в четвертичных отложениях Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 6. – С. 703–722.

2. **Деев Е. В., Зольников И. Д., Лобова Е. Ю.** Позднеплейстоцен-голоценовые сейсмогенные деформации в долине р. Малый Яломан (Горный Алтай) // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 9. – С. 1601–1620.

3. **Ефимцев Н. А.** О строении и происхождении антропогеновых отложений долин рек Чуи и Катуни в Горном Алтае // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1964. – № 29. – С. 115–131.

4. Зольников И. Д., Мистрюков А. А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуни. – Новосибирск: Параллель, 2008. – 180 с.

5. Котлер С. А., Зольников И. Д. Выделение геоморфологических типов долины реки Чуя (Горный Алтай) на основе морфометрических показателей // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2018. – № 4. – С. 22–29.

6. Новиков И. С. Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 313 с.

7. Новиков И. С., Парначев С. В. Морфотектоника позднечетвертичных озер в речных долинах и межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 2. – С. 227–238.

8. **Новые** результаты ОСЛ-датирования четвертичных отложений долины верхней Катуни (Горный Алтай) и прилегающей территории / И. Д. Зольников, Е. В. Деев, С. А. Котлер и др. // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 6. – С. 1184–1197.

9. Палеоземлетрясения в Уймонской внутригорной впадине (Горный Алтай) / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, И. В. Турова и др. // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59, № 4. – С. 437–452.

10 Парначев С. В. Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). – Томск: ИПФ ТПУ, 1999. –137 с.

11. **Рудой А. Н.** Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). – Томск: ТГПУ, 2005. – 224 с.

12. Сладкопевцев С. А. Развитие речных долин и неотектоника. – М.: Недра, 1972. – 184 с.

13. Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин Центральной части Горного Алтая / Е. В. Деев, И. Д. Зольников, С. В. Гольцова и др. // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 3. – С. 410–423.

14. **Сравнительный** анализ суперпаводковых отложений и аллювия долин рек Чуя и Катунь (Горный Алтай) / И. Д. Зольников, Е. В. Деев, Д. В. Назаров, С. А. Котлер // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 8. – С. 1483–1495.

15. **Чистяков А. А.** Горный аллювий. – М.: Недра, 1978. – 287 с.

16. Шейнкман В.С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований. Вып. 93. – М.: ИГРАН, 2002. – С. 41–55.

17. Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence / E. Deev, I. Turova, A. Borodovskiy, et al. // Quaternary Science Reviews. – 2019. – Vol. 203. – P. 68–89.

18. **Russian** Altai in the Late Pleistocene and the Holocene: Geomorphological catastrophes and land-scape rebound / G. Baryshnikov, A. Agatova, P. Carling, et al. – Barnaul: Publishing house of Altai State University, 2015. – 137 p.

REFERENCES

1. Deev E.V., Zolnikov I.D., Guskov S.A. [Seismites in Quaternary sediments of southeastern Altai]. *Russian Geology and Geophysics*, 2009, vol. 50, no. 6, pp. 546–561.

2. Deev E.V., Zolnikov I.D., Lobova E. Yu. [Late Pleistocene – Holocene coseismic deformations in the Malyi Yaloman River valley (Gorny Altai)]. *Russian Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, no. 9, pp. 1256–1272.

3. Efimtsev N.A. [On the structure and origin of anthropogenic deposits of the Chuya and Katun rivers valleys in the Gorny Altai]. *Bulleten Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda – Bulletin of the Commission for Study of the Quaternary*, 1964, no. 29, pp. 115–131. (In Russ.).

4. Zolnikov I.D., Mistryukov A.A. *Chetvertichnyye otlozheniya i relief dolin Chui i Katuni* [Quaternary deposits and the relief of the Chuya and Katun valleys]. Novosibirsk, Parallel Publ., 2008. 180 p. (In Russ.).

5. Kotler S.A., Zolnikov I.D. [Distinguishing the River Chuya Valley geomorphological types (Gorny

Altai) based on morphometric indices]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri* – *Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2018, no. 4, pp. 22–29. (In Russ.).

6. Novikov I.S. *Morfotektonika Altaya* [Morphotectonics of Altai]. Novosibirsk, SB RAS Publ., Geo Br., 2004. 313 p. (In Russ.).

7. Novikov I.S., Parnachev S.V. [Morphotectonics of Late Quaternary lakes in river valleys and intermountain depressions of the south-eastern Altai]. *Geologiya i geofizika – Russian Geology and Geophysics*, 2000, vol. 41, no. 2, p. 227–238. (In Russ.).

8. Zolnikov I.D., Deev E.V., Kotler S.A., et al. [New results of OSL dating of Quaternary sediments in the Upper Katun' Valley (Gorny Altai) and adjacent area]. *Russian Geology and Geophysics*, 2016, vol. 57, no. 6, pp. 933–943.

9. Deev E.V., Zolnikov I.D., Turova I.V., et al. [Paleoearthquakes in the Uimon Basin (Gorny Altai)]. *Russian Geology and Geophysics*, 2018, vol. 59, no. 4, pp. 351–362.

10. Parnachev S.V. *Geologiya vysokikh altayskikh terras (Yalomano-Katunskaya zona)* [Geology of the high Altai terraces (Yaloman-Katun zone)]. Tomsk, IPF Publ. TPU, 1999. 137 p. (In Russ.).

11. Rudoy A.N. *Gigantskaya ryab techeniya (istoriya issledovaniy, diagnostika, paleogeograficheskoye znacheniye)* [Giant ripples of the current (research history, diagnostics, paleogeographic significance)]. Tomsk, TGPU Publ., 2005. 224 p. (In Russ.). 12. Sladkopevtsev S.A. *Razvitiye rechnykh dolin i neotektonika* [River valley development and neotectonics]. Moscow, Nedra Publ., 1972. 184 p. (In Russ.).

13. Deev E.V., Zolnikov I.D., Goltsova S.V., et al. [Traces of paleoearthquakes in the Quaternary deposits of intermontane basins in the central Gorny Altai]. *Russian Geology and Geophysics*, 2013, vol. 54, no. 3, pp. 312–323.

14. Zolnikov I.D., Deev E.V., Nazarov D.V., Kotler S.A. [Comparative analysis of megaflood deposits and alluvium of the Chuya and Katun' River valleys (Gorny Altai)]. *Russian Geology and Geophysics*, 2015, vol. 56, no. 8, pp. 1162–1172.

15. Chustyakov A.A. *Gornyy allyuviy* [Rock alluvium]. Moscow, Nedra Publ., 1978. 287 p. (In Russ.).

16. Sheinkman V.S. [Age-related diagnostics of glacial deposits of the Gorny Altai and their testing on sections of the Dead Sea]. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy* – *Materials of glaciological researches*, Moscow, IGRAN Publ., 2002, vol. 93, pp. 41–55. (In Russ.).

17. Deev E., Turova I., Borodovskiy A., et al. Large earthquakes in the Katun. Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence. *Quaternary Science Reviews*, 2019, vol. 203, pp. 68–89.

18. Baryshnikov G., Agatova A., Carling P., et al. Russian Altai in the Late Pleistocene and the Holocene: Geomorphological catastrophes and landscape rebound. Barnaul, Publishing house of Altai State University, 2015. 137 p.

© И. Д. Зольников, Е. В. Деев, 2021

ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ГЕЛАЗИЯ И ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ГОСУДАРЕВ ЛОГ

В. М. Колямкин¹, Т. А. Шаталина¹, А. В. Шпанский²

¹АО «Сибирское ПГО», Красноярск, Россия; ²Томский государственный университет, Томск, Россия

Проведен комплексный анализ четвертичных отложений разреза Государев Лог вблизи Красноярска. В стенке древнего лога вскрыты осадки двух самых высоких речных террас р. Енисей, врезанные в аккумулятивные образования так называемого Батойского увала. В осевой части этого увала озерные эоплейстоценовые образования залегают на речных галечниках гелазия и перекрываются субаэральными покровными лессовидными образованиями. Данный разрез предлагается в качестве опорного для гелазских и эоплейстоценовых отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири.

Ключевые слова: разрез Государев Лог, гелазий, эоплейстоцен, остракоды, гастроподы, млекопитающие, палеомагнитный и спорово-пыльцевой анализы.

GOSUDAREV LOG REFERENCE SECTION OF THE GELASIAN AND EOPLEISTOCENE

V. M. Kolyamkin¹, T. A. Shatalina¹, A. V. Shpansky²

¹ Sibirskoye PGO, Krasnoyarsk, Russia; ²Tomsk State University, Tomsk, Russia

An integrated analysis of Quaternary deposits of the Gosudarev Log section near Krasnoyarsk was carried out. In the wall of the ancient ravine, deposits of the two highest river terraces of the Yenisei River embedded in accumulative formations of the so-called Batoisky uval [ridge] were uncovered. In the axial part of this ridge, lacustrine Eopleistocene formations overlie river gravel of the Gelasian and are overlain by subaerial cover loess-like formations. This section is proposed as a reference one for the Gelazian and Eopleistocene deposits of the extraglacial zone of the Pre-Yenisei Siberia.

Keywords: Gosudarev Log section, Gelasian, Eopleistocene, ostracods, gastropods, mammals, paleomagnetic and spores and pollen analysis.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-10c-36-46

Стратиграфические схемы местного и регионального уровня испытывают значительный недостаток в палеонтолого-стратиграфической информации по древним отложениям плейстоцена, как по недавно переведенному в состав четвертичной системы гелазию, так и по эоплейстоцену. Нехватка информации по этим временным интервалам связана с крайне редкой встречаемостью разрезов древних отложений и скудностью содержащихся в них палеонтологических материалов. Анализ указанного интервала крайне важен для понимания динамики палеогеографической обстановки, особенностей процессов седиментации, развития органического мира и уточнения положения и интерпретации нижней границы плейстоцена. Разрезом, который может заполнить этот недостаток, является обнажение Государев Лог.

Разрез в Государевом Логу в литературе освещен недостаточно в связи с относительной молодостью карьеров, возникших при обновлении федеральной автотрассы «Енисей». Впервые их начали изучать с середины 1990-х гг. Т. А. Шаталина и В. М. Колямкин в рамках совершенствования серийных легенд к Госгеолкарте-200/2 и собственно ГДП-200. Авторами были получены спорово-пыльцевые, палеотериологические и палеомагнитные характеристики разрезов, что позволило установить геологический возраст отложений [6, 16]. Затем здесь работала группа археологов во главе с А. Ю. Тарасовым, которая изучила палеолитическую стоянку Государев Лог – 1 [10], и А. Ю. Казанский, изучавший петромагнитную характеристику лессовидных пород [9].

Район, объект и методы исследования

Район исследований в географическом плане приурочен к зоне сочленения Западно-Сибирской равнины, Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Объект исследования – самая высокая аккумулятивная поверхность, которая по правому берегу р. Енисей протягивается от Красноярска до Железногорска и далее на север до Зырянской впадины, где имеет террасовидный облик. Ее относительная высота над руслом р. Енисей составляет 80-260 м (рис. 1). На левом берегу реки данная поверхность не имеет четких ограничений в связи с ее выходом на Обь-Енисейский водораздел. В литературе она описывалась вблизи р. Енисей как «торгашинская терраса» относительной высотой от 80 до 120-140 м. Под этим же названием она фигурирует в унифицированных стратиграфических схемах четвертичных отложений Западной-Сибирской равнины (2000 г.) и Средней Сибири (2010 г.). В. М. Колямкин выделил на этом уровне озерные отложения, являющиеся возрастными аналогами кочковской свиты Западной Сибири [1, 6-8]. Полная мощность позднекайнозойских отложений, вскрытая скважинами в пределах данной поверхности на участке от с. Вознесенское до п. Бархатово, достигает, по материалам А. В. Власова, 40-62 м. По упрощенному описанию


Рис. 1. Схема расположения разреза Государев Лог



Рис. 2. Схематичный профиль урочища Государев Лог

этого исследователя, мощность светло-коричневых суглинков составляет 36–53 м, а нижележащих валунно-галечных отложений 9 м.

Разрез Государев Лог находится в одноименном урочище вблизи с. Вознесенское в 10 км восточнее Красноярска (56°01'54.07″ с.ш., 93°14'01.27″ в.д.) и приурочен к серии небольших придорожных карьеров, заложенных на крутом борту древнего оврага (рис. 2). Данный овраг врезан в так называемый Батойский увал, известный в литературе с начала 1960-х гг. по разрезам вблизи с. Усть-Батой (ныне Челноково) [2, 5, 12, 15]. Своим названием урочище обязано будущему царю Николаю II, который, совершая кругосветное путешествие, в июле 1891 г. останавливался здесь на кратковременный отдых.

Для изучения разрезов в Государевом Логу использовался набор методов, являвшийся стандартным при геологическом картировании кайнозойских отложений в АО «Сибирское ПГО» (ранее ФГУГП «Красноярскгеолсъемка», Красноярск): проходка расчисток, отбор проб на спорово-пыльцевой анализ, остракоды и моллюски, полный литологический анализ, отбор монолитов на палеомагнитный анализ; осадки промывались и просеивались на наличие костей грызунов, отбирались кости крупных млекопитающих.

Всего по четырем разрезам в Государевом Логу было отобрано по 116 проб на спорово-пыльцевой анализ и на анализ остракод и моллюсков; на палеомагнитный анализ — 55 монолитов по разрезу Восточному, а также 115 проб в разные годы было отобрано Т. А. Шаталиной на разрезе Солнечном. Пробы на спорово-пыльцевой и микропалеонтологический анализы подвергались стандартным процедурам подготовки в лаборатории АО «Сибирское ПГО». Палеомагнитные исследования проводились С. Д. Сидорасом в палеомагнитной лаборатории того же ПГО на стандартной аппаратуре в соответствии с общепринятыми рекомендациями; палеотеорилогические – А. В. Шпанским(ТГУ); часть ранних находок определена Э. А. Вангейм (ГИН РАН).

№ 10c + 202

Описание разреза и результатов исследований

Разрез приурочен к крутому восточному борту оврага длиной более 1 км, шириной 50-150 м северо-северо-западного простирания, врезанному в 6-ю и 7-ю надпойменные террасы (НПТ) р. Енисей и водораздельные отложения так называемого Батойского увала на глубину 5–25 м. Почти весь борт оврага покрыт осыпями и оползшими блоками, в нескольких случаях в него врезаны придорожные карьеры. Нами по простиранию оврага в четырех его пересечениях были изучены разрезы Западный, Солнечный, Центральный и Восточный, которые вскрыли литологически сходные толщи осадков. В коренном цоколе Западного, Солнечного и Центрального разрезов залегают юрские алевролиты, а рядом с Западным на выходе из оврага пройден археологический раскоп Государев Лог - 1 размером 18×28×3,5 м, приуроченный к тыловому шву 6-й террасы р. Енисей. Между Центральным и Восточным разрезами по собственной расчистке проводил палеомагнитные работы А. Ю. Казанский [9]. В верхней части в конусе выноса современного оврага собрано большое количество костей крупных млекопитающих (шерстистого носорога, оленей, мамонта и пр.). К склону лога приурочены находки костей Equus caballus sub. sp. (определение Э. А. Вангенгейм), приведенные в работах С. П. Горшкова [4, 5].

В средней части Государева Лога (разрез Центральный) на юрских алевролитах (см. рис. 2) снизу вверх вскрываются:

1. «Бурые галечники» — песчано-гравийно-галечные отложения буровато-коричневого цвета, содержащие прослой песков среднезернистых полимиктовых с редкими гальками и гравием. Псефиты в кровле мелкие, крепкие, хорошо окатаны; в подошве гальки размером до 5-6 см, также хорошо окатаны, нередко с марганцевой корочкой. По составу гальки представлены в основном крепкими эффузивными и интрузивными породами и кварцем. В разрезе Восточном из этого слоя выделены гастроподы Planorbis sieversi Mouss., Planorbarius cf. mongolicus S. Pop., Valvata (Cinciana) rakovetzae S. Pop. et Star., Succinea sp., Vallonia sp.; остракоды Ilyocypris bradyi Sars., Cyclocypris laevis Muller, Candoniella subellipsoida Scharapova, Ilyocypris manasensis var. confragosa Bodina, Fabaeformiscandona (=Candona) balatonica Daday, Candona rostrata Brady. В слое найдена кость Equus livenzovensis Baigusheva (определение А. В. Шпанского)2,0 м

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири – 2021, no. 10s – Geology and mineral resources of Siberia

№ 10c ♦ 2021

2. Глины темно-коричневые песчанистые с невыдержанными по простиранию пропластками полимиктовых песков (1-4 см) от мелко- до крупнозернистых с гравием и раковинами гастропод. На выветрелой поверхности глин наблюдается тонкая горизонтальная слоистость мощностью 1,0-1,5 см. В конце интервала (0,2 м) глины обогащены галькой выветрелых юрских алевролитов голубого цвета размером до 1,5 см. В слое содержатся гастроподы Succinea oblonga Drap., Pupilla muscorum L., Planorbarius mongolicus S. Pop., Physa cf. bajandaica Martins, Gyraulus laevis Alder, Vallonia tenuilabris (Al. Br.), Succinea sp., Pupilla sp., Hegopinella cf. nitens Mich., Retinella (Perpolita) cf. hamnonis Strom., Lymnaea truncatula sibirica West., Lymnaea peregra cf. peregra Muller (определения Р. Ф. Сычевой); остракоды Ilyocypris bradyi Sars., Candoniella albicans Brady., C. aff. marcida Mandelstam, C. subellipsoida Scharapova, Candona candida Muller, C. rostrata Brady et Norman, C. neglecta Sars., Eucypris aff. famosa Schneider, Amplocypris tonnensis Diebel. et Pit., Cyclocypris laevis Muller, Ilyocypris gibba Ramdohr., I. caspiensis Negadaev, Limnocythere scharapovae Schweyer (определения В. П. Саенко)..... 2,0 м

6. Суглинки, аналогичные слою 4......0,2 м

8. Переслаивание глин коричневато-серых с синеватым оттенком с песками серовато-желтыми полимиктовыми тонкозернистыми, мощность прослоев 10–15 см. В слое содержатся гастроподы *Pupilla* sp., *Succinea oblonga* Drap., *Vallonia tenuilabris* 9. Алевриты темно-коричневые глинистые (погребенная почва?), содержат редкие включения овальных пятен серого цвета диаметром до 6 см. К слою приурочены находки костей млекопитающих Alces sp., Megaloceros giganteus Blum., Rangifer tarandus L., Lepus timidus L., Microtus cf. arvalis Pall., Citellus cf. primigenius, Myospalax cf. myospalax Laxmann (определения А. В. Шпанского)0,35 м

10. Супеси светло-коричневые алевритистые лессовидные с пятнами карбонатов (до 1 см).. 2,40 м

Всего по разрезу описано 15 м.

Разрез Солнечный полностью идентичен разрезу Центральному.

В разрезе Восточный снизу вверх вскрываются:

3. Супеси буровато-коричневые слоистые (0,2– 0,5 м) с редкими гальками. Выделены гастроподы Armiger crista L., Lymnea tulonica S. Pop., Planorbis sieversi Mouss., Vallonia tenuilabris (Al. Br.), Planorbarius cf. mongolicus S. Pop., Succinea cf. oblonga Drap. Succinea sp.; остракоды Candona rostrata Brady et Norman, C. balatonica Daday, Cyclocypris laevis Muller, Candoniella albicans Brady, C. subellipsoida Scharapova, C. kasachstanica Schneider, C. aff. marcida Mandelstam, Pseudostenocypris jochimovitschi S. Pop....1,8 м

5. Супеси светло-коричневые лессовидные песчанистые. Найдены гастроподы Vallonia tenuilabris

Супеси светло-коричневые лессовидные .. 1,0 м
 Всего по разрезу описано 14,1 м.

По данным спорово-пыльцевого анализа (палинологи Т. Г. Прошина и Л. Д. Гамулевская) по охарактеризованым разрезам построены диаграммы (рис. 3, 4).

В разрезе Восточном практически все спектры таежные: преобладает пыльца древесных растений (79,0–98,0%), главным образом пыльца Pinus silvestris; обильна пыльца P. sibirica; в галечниках основания разреза содержание этих видов приблизительно равно, а выше начинает явно преобладать P. silvestris. Во всех спектрах в небольшом количестве присутствует пыльца березы, причем наряду с древовидной ее формой, в единичных экземплярах встречается и кустарниковая. Споры и пыльца трав встречаются спорадически. Кратковременное изменение климата, видимо, произошло при формировании песков слоя 4. Сократилась облесенность территории, что связанно, по-видимому, с незначительным усилением континентальности климата. Наличие в выделенных спорово-пыльцевых спектрах экзотических сосен, единичная пыльца кустарниковых форм *P. betula*, отсутствие термофильных листопадных древесных пород указывает, скорее всего, на эоплейстоценовый возраст отложений.

š

10c

◆ 202

В разрезе Солнечном (см. рис. 3) почти все слои осадков имеют лесостепные и степные спорово-пыльцевые спектры. Пески средней части разреза внизу содержат лесостепные спорово-пыльцевые спектры. Преобладание трав (52,0–56,0 %) над древесными растениями (41,0-46,0 %) незначительно. Наряду с ксерофитами (полыни, маревые, крестоцветные) травы представлены и мезофильными формами (розоцветные, лютиковые, сложноцветные); древесная часть – сосной обыкновенной и березой, причем наряду с древовидной формой отмечена и кустарниковая из секции Nanae. Выше по разрезу в песках содержатся степные спектры. С увеличением сухости климата начинается широкое развитие полынно-маревых степей, далее в интервале 9-12 м происходит несколько резких смен типов растительности. Степная растительность уступает место таежным лесам, далее березовым, затем снова приходят степи, снова темнохвойные



Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма по Солнечному разрезу

1 – споры; 2 – травянистые; 3 – древесные; 4 – количество зерен менее 1 %; 5 – глины; 6 – суглинок; 7 – супесь; 8 – песок; 9 – галечник; 10 – почвы; полярность: 11 – прямая, 12 – обратная



Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма по разрезу Восточному Усл. обозн. см. на рис. 3

леса, затем степи и выше лесостепи. Верхняя часть разреза, представленная лессовидными супесями, характеризуется лесостепными спектрами.

Обсуждение результатов

Бурые галечники в подошве разрезов в урочище Государев Лог по условиям залегания и литолого-петрографическим особенностям сопоставлялись с отложениями кирнаевской свиты, выделенной К. В. Боголеповым [3], которая широко развита в Кемском прогибе и Усть-Ангарских впадинах. Но находка в песчано-гравийных отложениях слоя 1 разреза Солнечного на глубине около 14,5 м левой ладьевидной кости (os naviculare) лошади (хранится

Рис. 5. Ладьевидная кость ПМ ТГУ 14/19 *Equus livenzovensis* Bajgusheva из галечников основания разреза Государев Лог



		Полярность	Ne npo6	Candona candida Muller	Candona neglecta Sars.	Candona rostrata Bradyi it Norman	Candoniella subellipsoida Scharapova	Candoniella albicans Brady	Candoniella aff. marcida Mandelstam	Cyclocypris laevis Muller	Ilypcypris bradyi Sars.	llypcypris gibba Ramdohr.	Ilypcypris caspiensis Negadaev	llypcypris sp.	Eucypris aff. famosa Schneider	Amplocypris tonnensis Diebel. et Pit.	Limnocythere scharapovae Schweyer	Eucypris sp.	Potamocypris sp.	Stenocypris sp.	Общее количество
0 -			$\frac{1}{2}$: :	([:::		[: : ·			1	·
			54567	· · ·		× • • •	· · · ·	· · · ·					· · · ·	· ·	<pre></pre>	· · ·	· ·		· ·		
			8 9 10 11					* * *							 		· ·		* *		4
			12 13 14			 	 	* * * * * *			• • •		• • •	· ·	* * 1 * * 2 * * 1		* * 3 * 3 *	 	 	 	
5 -			15 16 17				 .] 							 							$\frac{1}{2}$
			19 20 21				.] 						••••	 	 	· · ·	* * * * * } %				80
			22 23 24 25 26	· · ·			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	 					· · ·	· · · · · ·	· · · ·	· · · ·	· ·		· ·		
10-			27 28 29 30	· · ·			· · ·	· · ·			· · ·		· · ·	· · · ·		· · ·	· · ·	· · ·	· ·		
			22334 23334 25											· · · · ·					· ·		4 5 41
			36 37 38 39 40	· · ·				· [· · ·				1		· · ·		· · ·	: :	· · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		11 7 19
	0000		41 42 43 44	· · · ·			· ·	· · ·					· · ·	· ·			· ·	· · ·	· ·		
15 -	00000	5	45 46	: : : 1			2	• • •	::								: :		: :		
	0000	2	Рис. 1 — 1	6. Гр —10 з	афик экз., 2	расп — 11	реде —20 :	елени экз.;	1я ос оста	трако льны	од в L е усл	Центр 1. обс	оалы озн. с	ном м. на	разре а рис	езе З					

в Палеонтологическом музее ТГУ № 14/19) делает такое сопоставление не столь очевидным (рис. 5). Эта находка является инситной, о чем свидетельствует цементация ее дистальной поверхности с многочисленными крупными (до 5 мм) песчинками и зернами гравия, аналогичными вмещающей — № 10c ◆ 2021

ſ



Рис. 7. График распределения остракод в Восточном разрезе

1 — 20—50 экз., 2 — более 50 экз.; остальные усл. обозн. см. на рис. 3

породе. Такая цементация вокруг костей обычно происходит при разложении мягких тканей после быстрого захоронения останков животных и говорит о синхронности гибели животного и формирования осадков. Следов переноса (окатанность) кость не имеет. Высокая степень ее фоссилизации аналогична сохранности костей из местонахождений Лебяжье-2, Подпуск и др. в Павлодарском Прииртышье, стратотипическом районе иртышской свиты (гелазий). В составе подпуск-лебяжьинского комплекса Западно-Сибирской равнины установлена крупная лошадь Equus livenzovensis Bajgusheva (местонахождения Подпуск и Моисеевка-1) [14, 17]. По морфометрическим параметрам кость лошади из Государева Лога сопоставима с Equus livenzovensis из Западной Сибири и Приазовья. Ее стратиграфическое распространение оценивается в объеме гелазия (=средний виллафранк) [11], что позволяет предполагать гелазский возраст вмещающих осадков.

По данным спорово-пыльцевого анализа [6] галечники в подошве Центрального и Восточного разрезов накапливались в достаточно теплый отрезок времени, когда существовали кедрово-сосновые леса с примесью «экзотических» сосен (вымерших видов секции Cembra, Strobus и др.), березы и редкими Ulmus и Tilia. Подлесок из травянистых и споровых растений практически отсутствовал. Т. Г. Прошина относит формирование галечников к верхнему плиоцену (гелазию). По заключению В. П. Саенко [6], в Центральном и Восточном разрезах найдены многочисленные остатки пресновато-солоновато-водных остракод плиоцена – эоплейстоцена (рис. 6, 7). Присутствие в нижней части разрезов таких форм остракод, как Candona candida Muller, C. convexa Liv., C. angulata Muller, Pseudostenocypris jochimovitschi Popova, Limnocithere scharapovae Schweyer позволяет ограничить время формирования этих отложений гелазием. Наиболее показательным является вид Candona convexa Liv., остальные таксоны имеют широкий стратиграфический интервал распространения. Малакофауна, выделенная из галечников и глин (слои 1-2) этих разрезов (рис. 8, 9), по мнению Р. Ф. Сычевой [6], на основании присутствия единичных экземпляров теплолюбивых Віот-

0 ==			Succinea oblonga Drap.	Succinea oblonga elongata Sudb.	Succinea sp.	Vallonia tenuilabris Al. Br.	Vallonia sp.	Pupilla muscorum L.	- Pupilla sp.	Cochlicopa lubricella (Porro)	 Lymnaca glagnalis L. 	 Lymnaea truncatula sibirica West. 	 Lymnaea peregra f. peregra Muller 	Physa cf. fontinalis L.	 Physa cf. bajandaica Martins 	Sibirica bajandaica Martins	Retinella (Perpolita) cf. hammonis Str	Planorbarius mongolicus sp. n. S. Pop	Gyraulus laevis Alder	Clissiniola jalaevi E.	Hegopinella cf. nitens Mich.	Vertigo sp.	Общее количество
5		23 45 67 7 89 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22																					3 124 7 80008 54
10-22-000000000000000000000000000000000	000	23 245 26 27 28 29 30 31 323 34 35 36 37 389 40 41 42 44 44																					80 6 19 3296 10 415 10
15-00	0000 0000 0000	45 46 Pi Vi	ис. 8 сл. с	3. Гр обоз	рафи вн. с	ик р см. н	асп на р	реде ис. З	 елен 8	 ния	 гаст	 роп	 од е	 в Це	нтр	алы	ном	раз	резе	2			

Щ.

В. М. Колямкин, Т. А. Шаталина, А. В. Шпанский

phalaria, Planorbarius mongolicus, Physa bajandaica, Lymnea tulonica позволяет датировать отложения в интервале средний миоцен – гелазий. Палеомагнитные исследования показали, что после терморазмагничивания в экранированной печи с шагом 30 °C и разрушения вязкого компонента при 250 °C и выше остается только характеристический компонент намагниченности. Он выделен в большинстве образцов из разреза Восточный. В Центральном разрезе он в основном присущ образцам из самой нижней его части. Этот компонент имеет устойчивую обратную полярность. Аналогичные результаты были получены и А. Ю. Казанским [6, 9].

Таким образом, слои 1–3 Центрального и Восточного разрезов по сходности их датировок по различным видам анализов можно отнести к гелазию. Слои 4–6 Центрального разреза (погребенные почвы) свидетельствуют о размыве и соответствующем перерыве в осадконакоплении. Слои 4 и 5 Восточного разреза по данным спорово-пыльцевого анализа характеризуются содержанием в выделенных спектрах наряду с современными видами экзотических сосен, единичной пыльцы кустарниковых форм P. betula, отсутствием термофильных листопадных древесных пород. По заключениям Т. Г. Прошиной и Л. Д. Гамулевской, это указывает на умеренно теплый климат характерный для эоплейстоцена. Данные слои соответствуют озерной кочковской свите, широко распространенной в Западной Сибири и выделенной в рассматриваемом районе В. М. Колямкиным [6-8]. А. Ю. Казанский [9] по данным палеомагнитного анализа оценил интервал времени отложения лессовидных осадков средней и верхней части разреза примерно в 1,5–1,0 млн лет.

Nº 10c ◆ 202

_
\sim
0
2
•
\circ
0

Å



Рис. 9. График распределения гастропод в Восточном разрезе 1 – 1–10 экз., 2 – 11–20 экз., 3 – более 100 экз.; остальные усл. обозн. см. на рис. 3

К относительно тонкому слою 9, идентифицированному как погребенная почва, приурочены достаточно многочисленные остатки крупных и мелких млекопитающих. Часть костных остатков на поверхности имеет заметные следы травления корнями растений, что характерно для костей в субаэральных захоронениях. В составе фауны определены Megaloceros giganteus, Lepus timidus, Microtus cf. arvalis, Myospalax cf. myospalax, широко распространенные со среднего неоплейстоцена, несколько форм позднего неоплейстоцена (Alces sp., Rangifer tarandus) и единичные остатки древних суслика Citellus cf. primigenius и корнезубого цокора Mesosiphneus sp., известные с гелазия. Последние, по нашему мнению, переотложены, а возраст вмещающих отложений можно определить как вторую половину позднего неоплейстоцена. Наиболее вероятный возраст слоя 9 - третье звено верхнего

неоплейстоцена; для этого времени на юго-востоке Западно-Сибирской равнины (в среднем течении р. Чулым) характерно формирование погребенных почв с включением большого количества остатков млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса [13].

Слой 10 в этом разрезе характеризуется близкими к современным спорово-пыльцевыми спектрами, не содержит остракод и гастропод и, очевидно, представлен совсем молодыми склоновыми осадками, залегающими на погребенной почве (слой 9).

Выводы

В урочище Государев Лог изучены разновозрастные разрезы, последовательно характеризующие начальные этапы развития долины р. Енисей от гелазия до среднего неоплейстоцена включительно, подтвержденные данными биостратиграфии и палеомагнитного анализа.

Хорошая изученность различными методами, транспортная доступность делают разрез Государев Лог уникальным для Приенисейской Сибири и позволяют предложить его в качестве опорного разреза гелазия и эоплейстоцена. Особое значение этот разрез приобретает в связи с актуальностью вопроса обоснования нижней границы четвертичной системы, вещественного состава отложений гелазия и палеогеографических реконструкций для этого временно́го интервала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Архипов С. А.** Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1971. – 330 с.

2. Архипов С. А., Кулькова И. А. Новые данные об олигоценовых и неогеновых отложениях Приенисейского склона Чулымо-Енисейской впадины // Геология и геофизика. – 1965. – № 12. – С. 87–96.

3. Боголепов К. В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. – М.: ГНТИ, 1961. – 150 с.

4. **Горшков С. П.** Проблема сопоставления плейстоценовых отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири с событиями в ледниковой зоне // Четвертичные оледенения Средней Сибири. – М.: Наука, 1986. – С. 95–101.

5. **Горшков С. П.** Четвертичные отложения и история развития рельефа Приенисейской Сибири: автореф. дис. ... к. г.-м. н. – М., 1962. – 16 с.

6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Изд. 2-е. Сер. Енисейская. Лист О-46-ХХХІV (Сосновоборск): объяснительная записка / Л. П. Никулов, А. Н. Бабкин, В. М. Колямкин и др. – М.: ВСЕГЕИ, 2015. – 249 с.

7. Колямкин В. М. Новый взгляд на время и условия формирования террас Енисея // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. Вып.5. – Красноярск, 2000. – С. 51–52.

8. Колямкин В. М., Попова Н. Н. Эоплейстоцен Приенисейского региона и возможная его корреляция с событиями на севере Сибири // Матер. Всерос. совещ. «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». – Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2013. – С. 298–300.

9. Петромагнитные характеристики опорного разреза Государев Лог (г. Красноярск) и их климатическая интерпретация / А. Ю. Казанский, Г. Г. Матасова, Д. Г. Козьмин и др. // Исследование магнитных свойств горных пород. – Владивосток: ДВГУ, 2006. – С. 48–56.

10. Раскопки палеолитического местонахождения урочище Государев Лог – 1 // А. Ю. Тарасов, Е. В. Артемьев, П. В. Мандрыка и др. // Археологические открытия 2001 года. – М.: Наука, 2002. – С. 471–472.

11. **Титов В. В.** Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья. – Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2008. – 264 с.

12. Фениксова В. В. Верхний кайнозой юго-востока Западно-Сибирской низменности. – М.: МГУ, 1977. – 271 с.

13. Шпанский А. В. Опорный разрез каргинских отложений в среднем течении р. Чулым (Томская область) // Геосферные исследования. – 2021. – № 2. – С. 67–76.

14. Шпанский А. В., Ильина С. А. Таксономическое положение двурогого носорога из подпусклебяжьинского фаунистического комплекса Западной Сибири // Геосферные исследования. – 2020. – № 2. – С. 32–43.

15. **Ямских А. Ф.** Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. – Красноярск: КГПИ, 1993. – 226 с.

16. **Kolyamkin V. M.** Stratigraphy of late Caenozoic Landforms in Krasnoyarsk Area // International field Conference "Intracontinental Palaeohydrology and River valley Geomorphogenesis" Yenisei Siberia, Russia, July 24 – August 5, 2001. – Krasnoyarsk, 2001. – P. 28–32.

17. **Vislobokova I.A.** The Pliocene Podpusk-Lebbyazh'e mammalian faunas and assemblage, Western Siberia // Palaeontographia Italica. – 1996. – Vol. 83. – P. 1–23.

REFERENCES

1. Arkhipov S.A. *Chetvertichnyy period v Zapadnoy Sibiri* [Quaternary Period in Western Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1971. 330 p. (In Russ.).

2. Arkhipov S.A., Kulkova I.A. [New data on Oligocene and Neogene deposits of the Pre-Yenisei slope of the Chulym-Yenisei depression]. *Geologiya i geofizika*, 1965, no. 12, pp. 87–96. (In Russ.).

3. Bogolepov K.V. [Mesozoic and Tertiary deposits of the eastern margin of the West Siberian Lowland and Yenisei Ridge]. *Stratigrafiya i osnovy formatsionnogo raschleneniya* [Stratigraphy and fundamentals for formation subdivision]. Moscow, GNTI Publ., 1961. 150 p. (In Russ.).

4. Gorshkov S.P. [The problem of comparing Pleistocene deposits of the Yenisei Siberia non-glacial zone with events in the glacial zone]. *Chetvertichnye oledeneniya Sredney Sibiri* [Quaternary glaciations of Middle Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1986, pp. 95–101. (In Russ.).

5. Gorshkov S.P. *Chetvertichnyye otlozheniya i istoriya razvitiya relyefa Prieniseiskoy Sibiri. Avtoref. kand. dis.* [Quaternary deposits and the history of the Pre-Yenisei Siberia relief. Author's abstract of PhD thesis]. Moscow, 1962. 317 p. (In Russ.).

6. Nikulov L.P., Babkin A.N., Kolyamkin V.M., et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy

Опорный разрез гелазия и эоплейстоцена...

Federatsii. Masshtab 1:200000. Izdaniye vtoroye. Seriya Yeniseiskaya. List O-46-XXXIV (Sosnovoborsk). Obyasnitelnaya zapiska. [State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second edition. Yenisei series. Sheet O-46-34 (Sosnovoborsk). Explanatory note]. Moscow, VSEGEI Publ., 2015. 249 p. (In Russ.).

7. Kolyamkin V.M. [New look at time and formation conditions of Yenisei terraces]. *Geologiya i poleznyye iskopaemyye Krasnoyarskogo kraya i respubliki Khakasiya* [Geology and Mineral Resources of Krasnoyarsk Krai and the Republic of Khakassia], 2000, issue 5, pp. 51–52. (In Russ.).

8. Kolyamkin V.M., Popova N.N. [Eopleistocene of the Pre-Yenisei region and its possible correlation with events in the Siberian north]. *Mater. Vseros. soveshch. "Fundamentalnyye problem kvartera, itogi izucheniya i osnovnyye napravleniya dalneishikh issledovanii"* [Collection of papers "Fundamental problems of the Quaternary system, results and main trends of future studies"]. Rostov-on-Don, YuNTS RAS Publ., 2013, pp. 298–300. (In Russ.).

9. Kazanskiy A. Yu., Matasova G.G., Kozmin D.G., et al. [Petromagnetic characteristics of the Gosudarev Log reference section (Krasnoyarsk) and their climatic interpretation]. *Issledovaniye magnitnykh svoistv gornykh porod* [Investigation of the magnetic properties of rocks]. Vladivostok, Far East Univ. Publ., 2006, pp. 48–56. (In Russ.).

10. Tarasov A. Yu., Artemyev E.V., Mandryka P.V., et al. [Excavations of the Paleolithic locality stow Gosudarev Log 1]. *Arkheologicheskiye otkrytiya 2001 goda* [Archaeological Discoveries 2001]. Moscow, 2002, pp. 471–472. (In Russ.). 11. Titov V.V. *Krupnyye mlekopitayushchiye pozdnego pliotsena Severo-Vostochnogo Priazovya* [Late Pliocene large mammals from Northeastern Sea of Azov Region]. Rostov-on-Don, SSC RAS Publ., 2008. 264 p. (In Russ.).

12. Feniksova V.V. Verkhniy kainozoy yugo-vostoka Zapadno-Sibirskoy nizmennosti [Upper Cenozoic of the south-eastern Western Siberian Lowland]. Moscow, MGU Publ., 1977. 271 p. (In Russ.).

13. Shpansky A.V. [Key section of Karginsk deposits in the middle reach of the Chulym River (Tomsk Region)]. *Geosfernyye issledovaniya – Geosphere Research*, 2021, no. 2, pp. 67–76. (In Russ.).

14. Shpansky A.V., Ilyina S.A. [The taxonomic position of the two-horned rhinoceros from Podpusk-Lebyazhye faunal complex of Western Siberia]. *Geosfernyye issledovaniya* – *Geosphere Research*, 2020, no. 2, pp. 32–43. (In Russ.).

15. Yamskikh A.F. Osadkonakoplemiye i terrasoobrazovaniye v rechnykh dolinakh Yuzhnoy Sibiri [Deposition and terrace-formation in river valleys of South Siberia]. Krasnoyarsk, KGPI Publ., 1993. 226 p. (In Russ.).

16. Kolyamkin V.M. Stratigraphy of late Caenozoic Landforms in Krasnoyarsk Area. *International field Conference "Intracontinental Palaeohydrology and River valley Geomorphogenesis" Yenisei Siberia, Russia, July 24 – August 5, 2001.* Krasnoyarsk, 2001, pp. 28–32.

17. Vislobokova I.A. The Pliocene Podpusk-Lebyazh'e mammalian faunas and assemblage, Western Siberia. *Palaeontographia Italica*, 1996, vol. 83, pp. 1–23.

© В. М. Колямкин, Т. А. Шаталина, А. В. Шпанский, 2021

№ 10c ♦ 2021

УДК 551.79.02:551.4(571.56)

РЕЛЬЕФ И ОТЛОЖЕНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВРЕМЕНИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-ЯКУТСКОЙ РАВНИНЫ И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ (ЛИСТ Q-51)

М.В. Михаревич^{1,2}, И.С. Новиков³, О.Б. Кузьмина⁴

¹Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; ²Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; ³Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; ⁴Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А.Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

Так называемые водораздельные галечники неогенового времени сохранились в пределах развития разновозрастных денудационных поверхностей выравнивания. На основе сопоставления палеонтологических данных с глобальной эвстатической кривой Хага – Вейла построена лестница денудационных уровней, в соответствии с которой определяется возраст аллювия. Проведена корреляция отложений эрозионно-аккумулятивных террас в условиях Мунского неотектонического поднятия с аллювием в долине р. Лена. Сделан вывод о слабой обоснованности представлений об озерном и аллювиальном происхождении мавринской свиты; предполагается значительная роль в ее формировании субаэральных процессов в интервале самаровского – тазовского времени.

Ключевые слова: событийная хронология, история развития рельефа, «водораздельные галечники», оручанская свита, бестяхская свита, мавринская свита, субаэральный полигенетический комплекс.

RELIEF AND DEPOSITS OF THE LATE CENOZOIC PERIOD OF THE NORTHWESTERN PART OF THE CENTRAL YAKUT PLAIN AND ADJACENT TERRITORY OF THE EAST SIBERIAN PLATEAU (SHEET Q-51)

M. V. Mikharevich^{1,2}, I. S. Novikov³, O. B. Kuzmina⁴

¹Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia; ²P. I. Melnikov Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, Russia; ³V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; ⁴A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia;

The so-called "watershed coarse gravels" of the Neogene were preserved within the development of heterochronous denudation peneplanation planes. Based on the comparison of paleontological data with the global eustatic Hague-Weil curve, a ladder of denudation levels is constructed. According to the latter, the age of alluvial are determined. Correlation of the deposits of erosion-accumulative terraces in the conditions of the Munsky neotectonic uplift with alluvium in the valley of the Lena is realised. For the latter, the Late Neo-Pleistocene-Holocene age is substantiated and separate geomorphological unit is proposed. The conclusion is made about the weak notion substantiation on the dammed origin of the Mavrinskaya Formation and its age range, the significant role of subaeral processes in its formation in the interval of the Samarovo-Muruktinskoye time is assumed.

Keywords: Event chronology, history of relief development, "watershed coarse gravels", Oruchanskaya Formation, Bestyakhskaya Formation, Mavrinskaya Formation, subaerial polygenetic complex.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-10c-47-56

В Центрально-Якутской низменности на левобережье р. Лена широко распространены отложения флювиального типа, непосредственно не связанные с современной гидросетью [5-7, 9]. Они представлены разнозернистыми ожелезненными песками с галькой, гравием и отдельными валунами, иногда хорошо промытыми гравийно-галечниками. Эти отложения характеризуются отсутствием сколько-нибудь значительного вреза, имеют внедолинное положение, залегая плащеобразно, отличаются слабой сортировкой и незначительной мощностью (первые метры); петрографический состав галек соответствует местной питающей провинции [1]. В связи с этим В. В. Вдовин предполагает неустойчивый режим и непродолжительное время формирования отложений [1]. По мнению авторов монографии [17], аллювиальный плащ сформировался блуждающими водотоками в условиях слаборасчлененной равнины.

На территории листа Q-51 (рис. 1) данные аллювиальные образования широко распространены на юге в междуречье Лены, Вилюя, Линдэ (Линде-Вилюйский район) и фрагментарно — на севере в междуречьях Хоруонки и Лены, Линдэ и Хоруонки, Хахчана и Онгучах-Юряха (Линде-Хоруонский район) (рис. 2).

Аллювий напрямую связывали с заключительным этапом образования неогеновой поверхности выравнивания [17]. Авторы карты четвертичных отложений листа Q-50, 51 [5] сопоставляли его с среднеплиоценовой табагинской свитой. В то же время согласно составленной Ю. И. Лоскутовым геоморфологической схеме м-ба 1:500 000, захватывающей часть листа Q-51 [14], данные отложения располагаются в пределах трех разновысотных поверхностей выравнивания. По нашему мнению, это является признаком разновозрастности осадков, залегающих на указанных поверхностях. Возрастную диагности-



Рис. 1. Положение листа Q-51 в Восточной Сибири (границы листа показаны красным пунктиром)

ку затрудняет отсутствие геохронологических данных из отложений непосредственно на территории листа Q-51.

В четвертичное время формировалась современная гидрографическая сеть. Самый ранний аллювий рек Лена и Вилюй в их современных долинах связан с высокими террасами, относимыми авторами унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири [19] к эоплейстоценовому и ранненеоплейстоценовому времени. Синхронные им террасы на основании гипсометрического метода выделены авторами карты четвертичных отложений Q-50,51 [5] в долинах притоков р. Лена, что в условиях блоковой неотектоники недостаточно надежно.

В Центрально-Якутской низменности аллювий высоких четвертичных террас, а также террасу, сопоставляемую с тобольским горизонтом, перекрывает ширтинско-казанцевская мавринская свита озерно-аллювиального [19] или подпрудного [11, 12] генезиса. Рассмотренные далее геоморфологическая позиция и литолого-фациальные характеристики свиты не вполне соответствуют предлагаемому генезису и возрасту.

Существующие проблемы возрастной и генетической диагностики отложений относятся к значительной части позднекайнозойских отложений. Дополнение литолого-фациальных характеристик отложений результатами геоморфологических исследований позволяет повысить точность определений и внести соответствующие корректировки.

Материалы и методы исследований

В основу работы положены представления о событийной последовательности, отраженной в рельефе. Основные события постъюрской истории



Рис. 2. Геоморфологическое районирование территории листа Q-51

1–3 – границы областей геоморфологического районирования: 1 – первого порядка (страна), 2 – второго порядка (область), 3 – третьего порядка (район); Восточно-Сибирская плоскогорно-равнинная страна: І – Лено-Оленекское эрозионно-денудационное плато, ІІ – Приленско-Вилюйская возвышенная денудационная равнина, ІІІ – Центрально-Якутская низменная эрозионно-аккумулятивная равнина: ІІІа – Линде-Хоруонский район, ІІІб – Линде-Вилюйский район, ІІІв –Среднеленский район, ІV – Приверхоянская предгорная эрозионно-аккумулятивная равнина; Восточно-Чукотская горная страна: V – Верхояно-Колымская горная область

развития рельефа внеледниковых зон платформенных областей обычно связаны с понижениями базиса денудации, разделенными периодами стабильного положения. В ходе понижений происходили врезания, при стабильном положении формировались поверхности выравнивания. Глобальные изменения уровня Мирового океана реконструированы с большой степенью детальности и на протяжении почти 20 лет широко используются при моделировании условий седиментации в нефтегазоносных бассейнах по всему миру. Так называемая эвстатическая кривая отражает прерывистое понижение уровня Мирового океана в позднем мелу, палеогене и неогене с +270 до +100 м. Максимальным (около +270 м) он был на рубеже раннего и позднего мела, на протяжении позднего мела колебался вблизи от-

№ 10c ♦ 2021

меток +(230–240) м, в палеоцене – раннем олигоцене составлял +(200–240) м, а в раннем и среднем миоцене достигал +(150–160) м (см. рис. 2 в статье И. С. Новикова в данном выпуске).

На поздний олигоцен и поздний миоцен приходятся периоды падения уровня Мирового океана на 150–200 м продолжительностью 5–8 млн лет, связанные с общепланетарными эпизодами тектонической активизации, поскольку происходили еще до первых оледенений кайнозоя. Таким образом, в условиях тектонического покоя сформировались несколько регионально развитых уровней планации [15]. В более короткие периоды стабилизации уровня моря в послемиоценовое время боковой эрозией были сформированы придолинные поверхности выравнивания.

Денудационные поверхности были выделены с использованием топографических карт м-ба 1:200 000 цифровой модели рельефа SRTM и спутниковых снимков Landsat для Центрально-Якутской, Приленско-Вилюйской и Оленекско-Вилюйской областей и определена геоморфологическая позиция неогенового аллювия. Денудационная хронологическая шкала верифицировалась палеонтологическими данными из отложений, установленных на смежных территориях: в междуречье нижних течений притоков р. Вилюй Мархи и Тюкяна (лист Q-50) и в левобережье р. Лена в междуречьях Моторчуны, Сюнгюде и Молодо (лист R-51).

Вероятный возраст аллювиальных отложений левобережных притоков р. Лена, пересекающих Мунское неотектоническое поднятие, рассчитывался исходя из представлений о возрасте активизации, соотношений высотного положения рассматриваемых образований и палеонтологически охарактеризованных древнечетвертичных террас.

Предварительная диагностика мавринской свиты дана согласно геоморфологической позиции отложений и фациального описания предшественников и ее сопоставления с аналогичными образованиями Сибирского региона.

Геоморфологическая позиция неогенового аллювия

В пределах листа Q-51 отложения флювиального типа, занимающие в настоящее время водораздельное положение, отмечаются в северо-западной части Центрально-Якутской области в Линде-Хоруонском и Линде-Вилюйском районах (см. рис. 2).

В Линде-Хоруонском районе данные образования залегают на абсолютных гипсометрических отметках в интервале 200–217 м (высокие), 160–180 м (средние) и 130–140 м (низкие). Они приурочены к денудационным поверхностям высотой 200–220, 160–190 и 130–160 м (высокие, средние и низкие) соответственно. Поверхности отделяются друг от друга выраженными в рельефе денудационными уступами. Низко- и средневысотные денудационные поверхности имеют придолинное положение; их высоты, а также высоты приуроченных к ним аллювиальных отложений повышаются в направлении вверх по течению рек Хоруонка и Линдэ до разделяющего их водораздела.

В Линде-Вилюйском районе представлены аналогичные отложения, развитые в пределах разновысотных денудационных поверхностей. Денудационные уступы, разделяющие поверхности, обычно не столь явно выражены как в Линде-Хоруонском районе и часто перекрыты маломощными четвертичными лессовидными суглинками, выполаживающими рельеф. Выположены уступы и в пределах развития аллювиальных отложений.

Нижневысотная придолинная денудационная поверхность выравнивания вблизи р. Лена, сохраняющаяся на высотах 130–150 м, повышается к западной окраине Центрально-Якутской низменности до абс. отм. 180 м. В интервалах высот от 130–150 м вдоль р. Лена и до 160 м в долине р. Вилюй картируются локальные участки аллювия.

В том же направлении с 160 до 200 м поднимаются гипсометрические отметки средневысотной придолинной денудационной поверхности выравнивания и приуроченные к ней аллювиальные отложения.

Денудационная поверхность и сопряженный с ней аллювий на высотах 200–230 м большей частью перекрыты лессовидными суглинками.

Таким образом, в пределах трех интервалов абсолютных отметок аккумулировались аллювиальные отложения, сингенетичные денудационным поверхностям, на которых они развивались (рис. 3).

Поверхности комплексной денудации вырабатывались в условиях тектонического покоя и длительного стабильного положения уровня моря на высоких гипсометрических отметках. В более короткие интервалы трансгрессивно-регрессивных циклов при переходе от стадии врезания к стадии равновесия профиля боковой эрозией вырабатывались придолинные поверхности выравнивания и формировался субстративный аллювий.

Установленные поверхности выравнивания коррелируют с аналогичными на смежных территориях, имеющими геохронологическое обоснование связанных с ними отложений. Эти данные дают точки для построения денудационной лестницы с последующей ее привязкой к этапам стабилизации уровня моря.

Корреляция

и палеогеографическая интерпретация неогеновых отложений флювиального типа

Денудационная ступень высотой 200–230 м в Центрально-Якутской области непрерывно прослеживается до Приленско-Вилюйской области включительно (см. рис. 3), захватывая и территорию смежного листа Q-50. В его пределах на высотах 210–240 м в междуречье Мархи и Тюнга отмечается коночанская толща, установленная О. И. Кардо-



²⁰ среднемиоценовая (200–240 м), 5 – раннеплиоценовая придолинная (160–200 в Центрально-Якутской области, до 200–220 м – в Приленско-Вилюйской), 6- – позднеплиоценовая придолинная (от 130–180 м в Центрально-Якутской области до 180–200 м в Приленско-Вилюйской области); 7- эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовая долинная (100–120 м); 8–13 – аккумулятивные поверхности: 8 – ранне-среднемиоценовая аллювиальная равнина, сложенная коночанской толщей (абс. выс. 200–230 м), 9 – раннеплиоценовая аллювиальная равнина, сложенная толщей «водораздельных галечников» (160–180 м), 10 – позднеплиоценовая аллювиальная равнина, сложенная табагинской свитой (130–150 м), 11 – эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовые аллювиальные террасы, 12 – субаэральная полигенетическая равнина, сложенная мавринской свитой, 13 – поздненеоплейстоцен-голоценовые аллювиальные террасы

польцевой и др. [16] и охарактеризованная миоценовыми палинологическими спектрами [13]. Здесь же в Марха-Тюнгском междуречье наблюдается коррелятная осадкам маломощная и прерывистая каолиновая кора выветривания [16], а фактически – только ее корни, так как основная ее часть срезана миоценовой поверхностью выравнивания. На высотах 240 м коночанская толща налегает на олигоценовую накынскую, ниже олигоценовые отложения не картируются, коночанская толща залегает на юрских породах. Здесь 240-метровая горизонталь, видимо, соответствует границе тылового шва сглаженного денудационного уступа, разделяющего палеоценраннеолигоценовую и ранне-среднемиоценовую поверхности выравнивания. На исследуемой нами территории листа Q-51 в Приленско-Вилюйской области денудационный уступ четко выражен и обозначен соответствующим условным знаком (рис. 4).

Эта поверхность выравнивания соответствует высокому стоянию уровня моря на отметках около 150–160 м в ранне-среднемиоценовое время. Разница высот уровня миоценового моря и денудационной поверхности обусловлена последующим неотектоническим поднятием территории.

В условиях почти плоской ранне-среднемиоценовой равнины реки длительное время находились в перстративной динамической фазе, создавая видимость отсутствия русла при площадном распространении. Эти отложения на высоких гипсометрических отметках в Линде-Хоруонском (200–230 м)

Рис. 4. Геоморфологическая схема территории левобережья р. Лена (лист Q-51)

1–8 – **денудационные поверхности**: 1–3 – придолинные поверхности выравнивания: 1 – абс. выс. 100–120 м (QEI-I); 2 – абс. выс. от 130–140 м вдоль р. Лена в Центрально-Якутской области до 160–180 м на западной окраине области и до 180–200 м в Приленско-Вилюйской области (N_2^2); 3 – абс. выс. от 160–180 м вдоль р. Лена в Центрально-Якутской области до 200–220 м в Приленско-Вилюйской области (N_2^1); 4–7 – поверхности выравнивания: 4 – абс. выс. от 200–230 м в Центрально-Якутской области до 210–240 м в Приленско-Вилюйской области (N_1^{1-2}); 5 – абс. выс. от 240–250 м в Приленско-Вилюйской области до 250–260 м в Лено-Оленекской области и до 270–280 м по окраине Мунского неотектонического поднятия ($P_1 - P_3^1$); 6 – абс. выс. от 270–280 м до 300 м по окраине Мунского неотектонического поднятия в Лено-Оленекской области (K_{-P_1}); 7 – абс. выс. от 310–320 м до 360 м в центре Мунского неотектонического поднятия в Лено-Оленекской области (K_{1-2}); 8 – склоны, созданные эрозией, плоскостным смывом, солифлюкционными и осыпными процессами; 9–17 – аккумулятивные поверхности: 9 – аллювиальные низкая и высокая пойменные террасы отн. выс. 2–5 м (QH); 10 – аллювиальные I и II НПТ отн. выс. 6–12 и 18–25 м соответственно (QIII-H); 11 – комплекс эрозионно-аккумулятивные четвертичных террас (надпойменные, отн. выс. до 110 м, и пойменные, 2–6 м), образованный в условиях активных неотектонических движений (Q); 12 – эрозионно-аккумулятивные

№ 10c ♦ 2021





высокие НПТ отн. выс. 50—80 м (QE-I); 13 — равнина и фрагменты равнины, сформированные субстративным аллювием (N₂²); 14 — равнина и фрагменты равнины, сформированные субстративным аллювием (N₂¹); 15 — равнина и фрагменты равнины, сформированные субстративным аллювием (N₁¹⁻²); 16 — полигенетическая субаэральная равнина на песках и супесях абс. высотой 50—190 м (QII-III); 17 — лессовидная всхолмленная и эоловая плоская и слабохолмистая равнины (QIII) в сочетании с дюнно-грядовым и грядово-западинным эоловым рельефом (QIII-H); 18—19 — внемасштабные элементы рельефа: 18 — денудационные уступы, разделяющие поверхности выравнивания; 19 — эрозионные уступы четвертичных террас

и Линде-Вилюйском (200–217 м) районах листа Q-51 мы сопоставляем с миоценовой коночанской толщей. Позднее среднего миоцена условий для образования аллювия на этих высотах не возникало, уровень моря был существенно ниже.

В позднем миоцене в условиях резкого падения уровня моря происходило глубокое эрозионное расчленение территории. В плиоцене проявились две относительно кратковременные морские трансгрессии близкого уровня. Эти условия благоприятствовали боковой эрозии и выработке придолинных денудационных поверхностей выравнивания раннеи позднеплиоценового возраста.

К первой мы относим денудационную поверхность, закартированную на средневысотных отметках (160–190 м). Ее возраст подтверждается палинологическими комплексами толщи «водораздельных галечников», отмеченных на территории смежного листа R-51 [9] в междуречьях левобережных притоков р. Лена. Следует отметить, что авторами указанного листа [9] эти отложения картируются в интервале высот 100–240 м. Однако проведенный нами анализ материалов показал приуроченность отложений, охарактеризованных раннеплиоценовыми палинологическими комплексами, именно к средневысотным гипсометрическим отметкам (150–160 м).

Представляется, что в Центрально-Якутской низменности во время формирования боковой эрозией раннеплиоценовой придолинной денудационной поверхности выравнивания (абс. выс. 160– 200 м) участками формировался маломощный субстративный аллювий. В пределах останцов миоценового пенеплена из отложений флювиального типа мог аккумулироваться только пролювий. Это объясняет частое перекрытие миоценовых отложений такими же маломощными плиоценовыми образованиями, описанное на Марха-Тюнгском междуречье О. И. Кардопольцевой и др. [16] и авторами легенды Анабаро-Вилюйской серии [13].

Низковысотная придолинная денудационная поверхность могла образоваться в рамках следующего трансгрессивно-регрессивного цикла в позднеплиоценовое время (пьяченцский ярус). Именно к нему сейчас относят табагинскую свиту [13], закартированную на южной окраине Центрально-Якутской низменности [7] и также имеющую придолинную геоморфологическую позицию.

В пределах позднеплиоценовой придолинной денудационной поверхности отложения флювиального типа, отмеченные в Линде-Хоруонском и Линде-Вилюйском районах, по-видимому, относятся к субстративному аллювию.

Проблемы возрастной и фациальной диагностики четвертичных отложений

Неотектоническая активизация, начавшаяся на границе позднего плиоцена и гелазия, привела к врезу реки и формированию современной долины р. Лена. В интервале раннего эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена согласно авторам унифицированной схемы четвертичных отложений Средней Сибири [19] сформировался комплекс высоких террас р. Лена (черендейская, тустахская, оручанская и пеледуйская). В начале среднего неоплейстоцена образовался аллювий бестяхской свиты, ныне погребенной и расположенной вблизи современного уреза р. Лена. В позднем неоплейстоцене сформировались низкие надпойменные террасы.

Однако существование черендейской и тустахской террас в левобережных притоках р. Лена (Муна, Себрирдех, Серки, Хахчан, Кюленке и др.), пересекающих Мунское неотектоническое поднятие (Лено-Оленекская и Лено-Вилюйская области), как это показано на карте четвертичных отложений листа Q-50, 51 [5], вызывает большие сомнения. Другое мнение о том, что возраст террасового комплекса целиком укладывается в диапазон позднего неоплейстоцена [8], также сталкивается с противоречащими фактами.

Цокольный характер пойменных террас и наличие висячих долин свидетельствуют о поднятии территории вплоть до настоящего времени. Соответственно, относительная высота террас этих притоков не может быть ниже высоты террас за границами Мунского неотектонического поднятия. Так, согласно проведенному нами геоморфологическому анализу в долине р. Хахчан относительная высота пеледуйской террасы меняется от 60 до 120 м вверх по долине в сторону Мунского неотектонического поднятия.

Исходя из представлений о неотектоническом развитии района, наиболее вероятным представляется формирование III НПТ высотой 35–40 м средненеоплейстоценовой бестяхской свитой (тобольский горизонт). Последняя также образует цоколь II НПТ высотой 15–25 м, на котором залегает уже поздненеоплейстоценовый аллювий. Отложения IV НПТ высотой 55–65 м, закартированной в долине р. Муна [3], могут быть сложены образованиями нижненоплейстоценовой оручанской свиты (лебедский горизонт).

Возраст аллювия, слагающего III НПТ подтверждается находкой на левом берегу р. Линде в 8 км ниже устья р. Серки зубов *Elephas* cf. *trogonterii* (*Mammuthus trogontherii chosaricus* Dubrovo) средненеоплейстоценового возраста (определения Э. А. Вангенгейм) [4].

II НПТ, где в цоколе, по-видимому, выходит бестяхская свита, перекрытая молодым аллювием, описана в долине р. Линдэ, в 0,4 км ниже устья р. Тонгулах [4]. Нижняя часть 12-метрового разреза представлена ожелезненными галечниками в буроржавом грубозернистом кварцевом песке, а верхняя — песками с линзами мелкой гальки и гравия и глинистыми алевритами. Эти отложения разделены двухметровым слоем лессовидных суглинков, в котором были найдены костные останки *Mamuthus primigenius* Blum и *Coelodonta antiquitatis* Blum (мамонтовый комплекс позднего неоплейстоцена). По облику отложений и геоморфологической позиции мы предполагаем тобольский возраст нижней части разреза. Это объясняет так называемую гетерогенность II НПТ, когда согласно работе [5] в отложениях встречается как древнечетвертичный аллювий, так и молодой поздненеоплейстоценовый.

Если верхняя часть III НПТ сложена супесями и суглинками [8], то отложения IV НПТ в долине р. Муна начинаются с галечников [3], т. е. представляют другой седиментационный цикл. Споровопыльцевой комплекс отложений [3] имеет досамаровский четвертичный облик, восстанавливаются сосново-кедрово-еловые леса, участками встречались вересковые пустоши и лугово-степные сообщества.

Таким образом, в бассейне р. Муна мы выделяем нижненеоплейстоценовую оручанскую, средненеоплейстоценовую бестяхскую и позднеоплейстоценовую (МИС 3) террасы на уровнях IV, III и II НПТ. В бассейне верхнего и среднего течения р. Линде в бестяхскую свиту (III НПТ) врезана поздненеоплейстоценовая II НПТ.

На Центрально-Якутской низменности средненеоплейстоценовая бестяхская свита перекрыта мавринской (ширтинский горизонт среднего неоплейстоцена – начало казанцевского времени позднего неоплейстоцена), за которой закреплен озерно-аллювиальный генезис [5, 19]. Это весьма устоявшийся термин при проведении съемочных работ, но он отсутствует в современных классификациях генетических типов и фаций четвертичных отложений. В природе существуют или озерные, или аллювиальные образования. Однако до настоящего времени сохраняется тенденция выделять как лимноаллювий отложения нерасчлененные, непонятные в силу недостаточной изученности.

Как указывают авторы Государственной геологической карты листа Q-50, 51 [5], по строению и залеганию эти отложения резко отличаются от нормального аллювия: они налегают на поверхность, не обработанную донной эрозией; не имеют базального галечника; разрез часто начинается с тонких слоев заиления, а уже выше находится основная масса желтоватого тонкозернистого песка. В некоторых разрезах песок образует мощные (до 5 м) косые серии, чередующиеся с супесчаными отложениями с горизонтальной слоистостью. В других разрезах слоистость песка горизонтальная, наблюдаются разрезы, в которых мощность супеси в основании достигает 10-15 м. В целом мощность отложений изменяется от 5 до 40 м [5] и варьирует в слишком широких пределах для аллювия, формирующегося в платформенных условиях.

В. А. Камалетдинова и П. С. Минюк [11] относят отложения мавринской свиты к образованиям перигляциального аллювия в понимании Г. И. Горецкого [2].

По нашему мнению, поверхность мавринской свиты, которая на одних участках имеет наклонное

положение, а на других – субгоризонтальное, облекает плащом склоны или создает подобие террасы, может свидетельствовать о разном генезисе поверхности: в одних случаях субаэральном, в других – аллювиальном и/или озерном. Однако вторая половина среднего неоплейстоцена – время эрозионных врезов; уровень моря был ниже на несколько десятков метров относительно современного. В таких условиях обычные аллювий или лимний выше тобольского вреза (бестяхская свита) формироваться не могут, для этого необходимо подпруживание. Это, вероятно, средненеоплейстоценовые ледники, как считают В. А. Камалетдинов и П. С. Минюк [11], учитывая нахождения морены на левом берегу р. Лена. Но тогда только нижняя часть отложений до абсолютной отметки приблизительно 100 м могла относиться к перигляциальному аллювию, поскольку начиная с этой гипсометрической отметки поверхность Линде-Хоруонского и Линде-Вилюйского водоразделов не перекрывается мавринской свитой. Иными словами, отложения, приуроченные к долинам выше этой отметки, могут иметь только субаэральный генезис.

Таким образом, если не всю свиту, то ее большую часть составляют отложения субаэрального комплекса, сформировавшегося в перигляциальной области. Этому не противоречат результаты исследований на территориях других перигляциальных областей, показавшие значительную роль делювиального сноса с водоразделов и склонов в условиях разреженной травянистой растительности в долины рек [10]. Тонкослоистые мелкозернистые отложения способны формировать существенные мощности, облекая плащом неэродированные поверхности. Наклонную слоистость, параллельную склону и характерную для делювия, необходимо искать в поперечных разрезах долин. В разрезах, ориентированных вдоль долины, слоистость будет казаться параллельной и отложения могут быть приняты за лимний или пойменный аллювий. В перигляциальных областях делювиальные отложения обычно сочетаются с навеянными, иногда перевеянными песками, образуя полигенетический субаэральный комплекс [10]. Отмеченные В. А. Спектором [18] сингенетические криотурбации в отложениях мавринской свиты невозможны в водной среде.

Авторы [5] предполагают формирование свиты в интервале ширтинского – начале казанцевского времени, обосновывая тем, что в ледниковой зоне в правобережье р. Лена она налегает на самаровскую морену. Но здесь возможность аккумуляции субаэральных отложений прямо зависит от дальности ледниковых подвижек и данный возраст может являться частным случаем. Для перигляциальной области приведенных сведений недостаточно. Не вносят ясность и найденные в отложениях остатки фауны млекопитающих и малакофауны, имеющие широкий стратиграфический интервал (средний – № 10c ♦ 2021-

поздний неоплейстоцен). Условия, благоприятные для формирования мавринской свиты, в перигляциальной зоне могли существовать и в самаровское время.

Достоверных находок отложений, соответствующих МИС 5е [11], не имеется, все спорово-пыльцевые комплексы из отложений свидетельствуют о холодном времени.

В связи с изложенным предлагаем определять возраст мавринской свиты в интервале самаровского – тазовского времени, а генезис свиты считать преимущественно субаэральным

Выводы

Верхнекайнозойские отложения древних платформ представляют собой прерывистую полифациальную формацию, плохо поддающуюся как расчленению, так и корреляции выделенных подразделений. Главная причина этого в том, что древние платформы – тектонически стабильные территории с преобладанием денудационных процессов, кайнозойское осадконакопление в их пределах носило подчиненный характер. Постмезозойские осадки образуют маломощную континентальную формацию без надежных маркирующих горизонтов и с недостаточным количеством палеонтологического материала.

Однако тектоническая стабильность и преобладание денудации, помимо создания трудностей в изучении кайнозойских отложений, создают и дополнительные возможности. Кайнозойская эра характеризуется в том числе последовательным прерывистым снижением уровня Мирового океана глобального базиса денудации. Инерционность геоморфологической системы на тектонически стабильных территориях способствовала сохранению нисходящей лестницы поверхностей выравнивания, сформировавшихся в ходе длительных периодов стабильного положения базиса денудации. В силу высокой полноты и достоверности имеющейся информации об изменении уровня Мирового океана (кривая Хага-Вейла) денудационные уровни (поверхности выравнивания) могут быть датированы по гипсометрии даже при отсутствии на них коррелятных отложений. Использование денудационной хронологии при расчленении и корреляции континентальных толщ хотя и не решает всех вопросов, но создает приоритетный инструмент для проверки выводов, сделанных в результате других геологических методов, а также дает возможность очертить возможные возрастные границы для немых или плохо палеонтологически охарактеризованных стратиграфических подразделений.

С другой стороны, геоморфологическая позиция отложений, имеющих геохронологическое обоснование, позволяет определить возраст денудационной ступени и начать от нее хронологический отчет периодов денудации и аккумуляции. Анализ геоморфологического положения аккумулятивных образований относительно денудационных поверхностей выравнивания, дополненный перекрестным сопоставлением палеонтологических данных с эвстатической кривой Хага – Вейла, позволил выделить в пределах отложений, интерпретировавшихся ранее как «неогеновые водораздельные галечники», раннесреднемиоценовый перстративный аллювий, а также субстративный аллювий раннего и среднего плиоцена. Перстративный аллювий, созданный, по всей видимости, блуждающими малыми реками на равнинах, слабо возвышавшихся на время его формирования над базисом денудации, перспективен на алмазоносные россыпи.

На основе положения эрозионно-аккумулятивных НПТ в районе Мунского неотектонического поднятия выделены ранненеоплейстоценовая оручанская и средненеоплейстоценовая бестяхская террасы. Установлено, что последняя формирует также цоколь II НПТ, сопоставляемой с МИС 3. Перстративный аллювий бестяхской террасы также перспективен на алмазоносные россыпи.

Геоморфологические характеристики поверхности средненеоплейстоценовой мавринской свиты в совокупности с литолого-фациальными признаками свидетельствуют о ее полигенетическом субаэральном генезисе.

По результатам исследования предложена геоморфологическая схема листа Q-51, которая послужит основой геологической карты и карты четвертичных образований. Данные изменения представляют собой основание для повышения перспектив россыпной алмазоносности базальных горизонтов покровных комплексов.

Работы выполнены в рамках государственного геологического картирования м-ба 1:1 000 000 листа Q-51 (СНИИГГиМС) и госзадания ИГМ СО РАН. Обработка материалов, подготовка публикации выполнена при поддержке Российского научного фонда № 21-17-00054 (https://rscf. ru/project/21-17-00054).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. **Вдовин В. В.** Основные этапы развития рельефа. История развития рельефа СССР. – М.: Наука, 1976. – 270 с.

2. Горецкий Г. И. Генетические типы и разновидности отложений перигляциальной формации // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. – Минск: АН БССР, 1961. – С. 107–125.

3. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Сер. Анабарская. Лист Q-51-I. Объяснительная записка / под ред. Б. Н. Леонова. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 52 с.

4. **Геологическая** карта СССР. Масштаб 1:200 000. Сер. Нижнеленская. Лист Q-51-XIII. Объяснительная записка / под ред. В. А. Вахрамеева. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 40 с. 5. **Государственная** геологическая карта. Масштаб 1:1 000 000 (нов. сер.). Лист Q-50,51. Жиганск. Объяснительная записка / отв. ред. Л. М. Натапов. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. – 91 с.

6. **Государственная** геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (вторая серия). Лист Р-50,51. Олекминск. Объяснительная записка / отв. ред. Е. К. Ковригина. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. – 211 с.

7. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (вторая серия). Лист Р-52,53. Якутск. Объяснительная записка / отв. ред. Л. М. Натапов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. – 186 с.

8. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000. Сер. Нижневилюйская (изд. 2-е). Лист Q-51-VII,VIII (Куонара). Объяснительная записка / отв. ред. Р. Ф. Салихов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. – 158 с.

9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Анабаро-Вилюйская. Лист R-51. Джарджан. Объяснительная записка / гл. ред. А. П. Кропачев. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. – 397 с.

10. **К вопросу** о молодости аллювиальных комплексов Ангары по материалам работ в зоне затопления Богучанской ГЭС / И. Д. Зольников, Е. В. Деев, А. А. Цыбанков и др. // Археология, этно-графия и антропология Евразии. – 2013. – № 4 (56). – С. 38–49.

11. Камалетдинов В. А., Минюк П. С. Строение и характеристика отложений бестяхской террасы Средней Лены // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1991. – № 60. – С. 68–78.

12. Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири // Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. Т. III. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 209–217.

13. Легенда Анабаро-Вилюйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) / гл. ред. М. С. Маршак. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 120 л. – URL: slegenda.vsegei.ru/serlegenda/issledov_ av.htm (дата обращения 25.12.2019).

14. **Лоскутов Ю. И.** История развития рельефа Якутской алмазоносной провинции в кайнозое. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2019. – 155 с.

15. **Новиков И. С.** Этапы денудации и кайнозойская эволюция северо-восточной части Анабарской антеклизы // Геология и геофизика. — 1997. — Т. 38, № 9. — С. 1465—1474.

16. **Новые** данные о водораздельных галечниках междуречья Мархи и Тюнга / О. И. Кардопольцева, В. А.Морева, М. И. Плотников и др. // Материалы по геологии Сибири. – Л.: ВСЕГЕИ, 1961. – С. 117–133.

17. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири / отв. ред. Н. А. Флоренсов. – Новосибирск: Наука, 1971. – 324 с. 18. **Спектор В. В.** Происхождение криолитогенных комплексов высокой равнины Лено-Амгинского междуречья: автореф. дис. ... к. геогр. н. – Якутск, 2003. – 24 с.

19. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. – 15 с.

REFERENCES

1. Vdovin V.V. *Osnovnyye etapy razvitiya relyefa*. *Istoriya razvitiya relyefa SSSR* [The main stages of the relief development. The history development of the USSR relief]. Moscow, Nauka Publ., 1976. 270 p. (In Russ.).

2. Goretskiy G.I. [Genetic types and varieties of the periglacial formation deposits]. *Materialy po genezisu i litologii chetvertichnykh otlozheniy* [Materials on genesis and lithology of Quaternary deposits]. Minsk, AS BSSR Publ., 1961, pp. 107–125. (In Russ.).

3. Leonov B.N., ed. *Geologicheskaya karta. Mas*shtab 1:200 000. Seriya Anabarskaya. List Q-51-I. Obyasnitelnaya zapiska [Geological map at a scale of 1:200,000. Anabar series. Sheet Q-51-I. Explanatory note]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1962. 52 p. (In Russ.).

4. Leonov B.N., ed. *Geologicheskaya karta. Mas*shtab 1:200 000. Seriya Nizhnelenskaya. List Q-51-VII. Obyasnitelnaya zapiska [Geological map at a scale of 1:200,000. Lower Lena series. Sheet Q-51-VII. Explanatory note]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1962. 40 p. (In Russ.).

5. Natapov L.M. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta. Masshtab 1:1 000 000(novaya seriya). List Q-50,51. Zhigansk. Obyasnitelnaya zapiska [State geological map at a scale of 1:1 000,000. Sheet Q-50,51. Zhigansk. Explanatory note]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 1993. 91 p. (In Russ.).

6. Kovrigina E.K., ed. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF. M. 1:1 000 000 (vtoraya seriya). List P-50,51. Olekminsk. Obyasnitelnaya zapiska* [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:1 000,000 (second edition). Sheet Q-50-51. Olekminsk. Explanatory note]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 1994. 211 p. (In Russ.).

7. Natapov L.M. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF. M. 1:1000000 (vtoraya seriya). List P-52,53. Yakutsk. Obyasnitelnaya zapiska [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:1000,000 (second edition). Sheet Q-52-53. Yakutsk. Explanatory note]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 1994. 186 p. (In Russ.).

8. Salikhov R.F. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF. Masshtab 1:200 000. Seriya Niznevilyuyskaya (izdaniye vtoroye). List Q-51-VII-VIII. Kuonara. Obyasnitelnaya zapiska [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200,000. Lower Vilyui series (second edition). Sheet Q-51-7-8. (Kuonara). Explanatory note]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2007. 158 p. (In Russ.).

Рельеф и отложения позднекайнозойского времени...

9. Kropachev A.P., ed. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:1 000 000 (tretye pokoleniye). Seriya Anabaro-Vilyuyskaya. List R-51. Dzhardzhan. Obyasnitelnaya zapiska* [State geological map of the Russian Federation at a scale of 1:1 000,000 Anabar-Vilyui series (third generation). Sheet R-51. Dzhardzhan. Explanatory note]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2013. 397 p. (In Russ.).

10. Zolnikov I.D., Chupina D.A., Deyev E.V., et al. [On the supposedly young age of Angara alluvial sediments based on the findings of salvage excavations in the flooding area of the Boguchany hydroelectric plant]. Arkheologiya, etnografiya i antropologiya Evrazii – Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia, 2013, no. 4(56), pp. 38–49. (In Russ.).

11. Kamaletdinov V.A., Minyuk P.S. [The structure and characteristics of the sediments of the Bestyakh terrace of the Middle Lena River]. *Byulleten komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda – Bulletin of the Commission for Study of the Quaternary,* 1991, no. 60, pp. 68–78. (In Russ.).

12. Lungersgauzen GF. [Geological history of the Middle Lena river and some issues of the stratigraphy of the Quaternary sediments of Eastern Siberia]. *Materialy Vsesoyuznogo soveshchaniya po izucheniyu chetvertichnogo perioda* [Proceedings of the All-Russian Quaternary Conference]. Moscow, AS USSR Publ., 1961, vol. 3, pp. 209–217. (In Russ.).

13. Marshak M.S., ed. Legenda Anabaro-Vilyuyskoy serii listov Gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:1 000 000 (tretye pokoleniye) [Legend of the Anabar-Vilyui block of the State Geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 1 000,000 (3rd generation)]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2009. 120 p. (In Russ.).

14. Loskutov Yu.I. *Istoriya razvitiya relyefa Yakutskoy almazonosnoy provintsii v kainozoye* [History of the relief development of the Yakut diamondiferous province in the Cenozoic]. Novosibirsk, SNIIGGiMS Publ., 2019. 155 p. (In Russ.).

15. Novikov I.S. [Stages of denudation and Cenozoic evolution of the north-eastern part of the Anabar anteclise]. *Geologiya i geofizika*, 1997, vol. 38, no. 9, pp. 1465–1474. (In Russ.).

16. Kardopoltseva O.I., Moreva V.A., Plotnikov M.U., et al. [New data on the watershed coarse gravels between the Markha and Tyunga interfluve]. *Materyaly po geologii Sibiri – Papers on Geology of Siberia*. Leningrad, VSEGEI Publ., 1961, pp. 117–133. (In Russ.).

17. Florensov N.A., ed. *Ploskogorya i nizmennosti Vostochnoy Sibiri* [Highlands and Lowlands of Eastern Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1971. 324 p. (In Russ.).

18. Spektor V.V. Proiskhozhdeniye kriolitogennykh kompleksov vysokoy ravniny Leno-Amginskogo mezhdurechya. Avtoref. kand. dis. [Origin of cryolithogenic complexes of the high plain of the Lena-Amga interfluve. Author's abstract of PhD thesis]. Yakutsk, Melnikov Permafrost Institute of the SB RAS Publ., 2003, 24 p. (In Russ.).

19. Unifitsirovannaya regionalnaya stratigraficheskaya schema chetvertichnykh otlozheniy Sredney Sibiri (Taimyr, Sibirskaya platforma) [Unified regional stratigraphic scheme of Quaternary deposits of Central Siberia (Taimyr, Siberian Platform)]. Novosibirsk, SNIIG-GiMS Publ., 2010. 15 p. (In Russ.).

© М. В. Михаревич, И. С. Новиков

№ 10c ♦ 2021

УДК 551.79:551.435(571.51)

ПРОБЛЕМЫ ВОЗРАСТНОЙ И ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р.ЕНИСЕЙ (ЕНИСЕЙ-НИЖНЕАНГАРСКИЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЙОН И РАЙОН МИНУСИНСКИХ КОТЛОВИН)

М.В. Михаревич¹, А.В. Шпанский²

¹Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия; ²Томский государственный университет, Томск, Россия

Охарактеризовано состояние стратиграфической изученности четвертичных отложений эоплейстоцена – неоплейстоцена на границе горных и равнинных территорий во внеледниковой области. Анализ материалов показывает недостаточную обоснованность действующих стратиграфических схем, согласно которым лестница аллювиальных террас данных территорий формировалась последовательно на протяжении эоплейстоцена, неоплейстоцена и голоцена. Проведена ревизия представительных разрезов, оценена обеспеченность их геохронологическими данными, корректность возрастной и генетической диагностики.

Ключевые слова: аллювиальные террасы, перигляциальный аллювий, Пра-Енисей.

PROBLEMS OF AGE AND GENETIC DIAGNOSTICS OF QUATERNARY DEPOSITS IN THE VALLEY OF THE YENISEI RIVER MIDDLE COURSE (YENISEI – LOWER ANGARA STRATIGRAPHIC REGION AND THE MINUSINSK BASINS AREA)

M. V. Mikharevich¹, A. V. Shpansky²

¹Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk, Russia; ²Tomsk State University, Tomsk, Russia

The article is devoted to the state of stratigraphic exploration maturity of the Eopleistocene–Neo-Pleistocene Quaternary deposits on the boundary of mountain and plain territories in the non-glacial area. The material analysis shows an inadequate rationale of the existing stratigraphic schemes, according to which the ladder of alluvial terraces of these territories was formed sequentially during the Eopleistocene, Neo-Pleistocene and Holocene. The revising of representative sections was carried out, the provision of them with geochronological data, the accuracy of age and genetic diagnostics were evaluated.

Keywords: alluvial terraces, periglacial alluvium, Pra-Yenisei.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-10c-57-68

В последние годы развитие методов абсолютного датирования и детальные фациально-генетические исследования позволили скорректировать представления об истории геологического развития ряда регионов. Так, в Сибири получен довольно большой массив ОСЛ и IRSL дат для Алтая и части северной ледниковой зоны. Вместе с тем до настоящего времени в этот процесс пока не вовлечен ряд других территорий, среди которых долина среднего течения р. Енисей. Реконструкция возраста и палеогеографических условий формирования ее аллювия в пределах смежных районов Западно-Сибирской равнины, Среднесибирского плоскогорья и Алтае-Саянской горной области является геологической основой корреляции горных и равнинных территорий для стратиграфических схем внеледниковых областей. В связи с этим актуальна оценка состояния террасовой стратиграфии в пределах указанных районов, которая развивалась прежде всего на основе работ М. П. Нагорского [26]. Однако количество и возраст террас в публикациях его последователей С. П. Горшкова [6], С. А. Архипова [1], В. В. Фениксовой [41], В. А. Зубакова [14], А. П. Пуминова [33] различаются. Некоторые разногласия имеются и в генетической классификации отложений. При составлении унифицированных стратиграфических схем четвертичных отложений Средней Сибири [34, 37] в большей мере учитывались взгляды С. А. Архипова [1], в то время как схема В. В. Фениксовой [40] с небольшими дополнениями была принята в качестве серийной к Енисейской серии листов Госгеолкарты-200.

Данные схемы построены на основе традиционной парадигмы эрозионно-аккумулятивной лестницы террас, согласно которой берега равнинных рек формировались в результате полициклических актов врезания и аккумуляции, обусловленных неотектоническими и палеоклиматическими причинами. Цикловые террасы имеют двухъярусное строение. Нижний ярус представлен отложениями межледникового аллювия, верхний – перигляциальным аллювием и эоловыми осадками [43].

Однако ни одна из используемых схем не может быть подтверждена или опровергнута без надежного датирования абсолютными и относительными геохронологическими методами, и именно с этим имеются серьезные проблемы. В статье рассмотрены вопросы генетической и возрастной диагностики отложений участков долины р. Енисей в пределах Минусинских котловин Алтае-Саянской № 10c ♦ 2021-

горной области и Енисей-Нижнеангарского района Средней Сибири.

Территория исследования и местоположение опорных разрезов

Согласно принятым схемам районирования рассматриваемые разрезы относятся к Минусинским котловинам Алтае-Саянской горной области [34] и к Енисей-Нижнеангарскому району Среднесибирской перигляциальной области [34, 37]. Районы разделены отрогами Восточного Саяна, где р. Енисей на протяжении четвертичного времени находилась в стадии активного врезания. В Минусинских котловинах и в Енисей-Нижнеангарском районе река теряет горный характер. Считается, что геоморфологические условия здесь способствуют аллювиальной аккумуляции и вместо эрозионных и цокольных террас последовательно формируются аккумулятивные аллювиальные. Красноярское водохранилище в значительной степени ограничивает исследование разрезов в соответствующих районах. Поэтому часть разрезов (Минусинские котловины) мы посетили в мае 2019 г., а часть рассматривается по материалам других авторов.

Проблемы возрастной диагностики

Эоплейстоцен

Согласно Унифицированной региональной стратиграфической схеме Средней Сибири [37] в долине среднего течения р. Енисей в Енисей-Нижнеангарском районе для эоплейстоцена установлен торгашинский аллювий с опорным разрезом у с. Серебряково. С. А. Архипов [1] в данном разрезе выделял осадки двух аллювиальных пачек; нижнюю он отнес к миоценовой кирнаевской свите. Позднее из нее были выделены палинологические спектры [18]. Получены лесные спектры с доминантами древесных Alnus (39,0 %), Betula (25,0 %), Pinus s/g Haploxylon (4,0%), P. s/g Dyploxylon (5,0%) и с единичной пыльцой широколиственных Tilia, Ulmus, Corylus. Данные спектры, по нашему мнению, скорее плиоценовые, чем миоценовые. Кроме того, указанные экзоты, согласно исследованиям Л. И. Ефимова, О. Ю. Качуро, Е. А. Пономаревой [13], встречаются и в гелазий-эоплейстоценовой кочковской свите. Поэтому, даже если не принимать во внимание высокую вероятность переотложенности пыльцы, приводимый состав спектров не позволяет ограничить возраст нижней пачки миоценом.

Верхнюю пачку разреза Серебряково С. А. Архипов [1] относил к стратиграфическому аналогу кочковской свиты на основании комплекса остракод, выделенного Т. А. Кузьминой из линзы суглинков: Ilyocypris bradyi Sars, Fossililyocypris (Ilyocypris) aff. bella Scharapova, Ilyocypris gibba Ramdohr, Candoninae spp. juv. (=Candoniella albicans Brady), Candoniella subellipsoida Scharapova (Candoniella schubinae Mandelstam), Fabaeformis candona balatonica (Daday) (=Candona rectangulata Alm), Candona rostrata Brady et Norm., Eucypris foveatus Popova (=Eucypris facosa Schneider), Scordiscia (Limnocythere) grinfeldi Liepin, Scordiscia (L.) vara Liepin (=L. vara Liepin, L. flexa Negadaev). Однако большинство указанных видов относятся к широкому временному интервалу (плиоцен-квартер) за исключением реликтового Eucypris foveatus Popova, неизвестного в отложениях голоцена. Таким образом, комплекс не может служить стратиграфическим индикатором эоплейстоценового возраста.

Фауна млекопитающих, приведенная в схеме [37], представлена остатками не из разреза Серебряково, что противоречит пункту 4.1.д Стратиграфического кодекса России [36]. Кроме того, в указанной схеме не приведена привязка местонахождений палеофауны. Результаты поиска информации по опубликованным и фондовым источникам позволяют предположить, что представленная фауна относится к разным разрезам. При этом приведенные таксоны характеризуют различные стратиграфические интервалы: Archidiskodon meridionalis aff. tamanensis – вторая половина эоплейстоцена, Equus aff. sanmeniensis – первая половина раннего неоплейстоцена, а Bison cf. priscus встречается в отложениях Западно-Сибирской равнины начиная со среднего неоплейстоцена [46, 49]. В верхней части разреза найдены остатки носорога и слона (мамонта?) [1], что может свидетельствовать лишь о возрасте не древнее плиоцена.

В стратиграфической схеме Енисей-Нижнеангарского района Средней Сибири отсутствуют отложения эоплейстоцена, достоверно охарактеризованные геохронологическими методами. Разрез Серебряково в настоящее время не может считаться валидным для эоплейстоцена. Миоценовый возраст отложений в нижней части разреза также нельзя считать доказанным.

В Северо-Минусинской котловине эоплейстоценовый аллювий установлен вблизи Куртакского лога. Он охарактеризован фауной мелких млекопитающих раздольинского комплекса (*Prolagurus pannonicus* Kormos, *Allophaiomys pliocaenicus* Kormos, *Mimomus intermedius* Newton) [12]. Однако пока неясно, с какими отложениями на равнине их можно коррелировать в связи с отсутствием достоверных отложений данного возраста в долине среднего течения р. Енисей в Средней Сибири.

В Южно-Минусинской котловине эоплейстоценовый возраст валунно-галечников, согласно исследованиям Т. А. Шаталиной и др. в рамках работ по ГДП-200 листа N-46-XXVI в 2011–2013 гг., обосновывается исключительно палинологическими спектрами.

Таким образом, возраст верхней аллювиальной пачки разреза Серебряково по палеонтологическим данным соответствует широкому стратиграфическому интервалу квартера. В Южно-Минусинской котловине эоплейстоценовый возраст не может считаться достаточно обоснованным. И только в районе Куртакского лога Северо-Минусинской котловины эоплейстоценовый аллювий подтвержден соответствующей фауной мелких млекопитающих.

Ранний неоплейстоцен

Аналогичные проблемы возрастной диагностики наблюдаются и для раннего неоплейстоцена.

В Северо-Минусинской котловине нижненеоплейстоценовый аллювий разреза Бережеково охарактеризован вяткинской фауной млекопитающих (остатки грызунов и находка на береговой отмели коренного зуба *Mammuthus trogontherii* Pohl.) [12]. Его возраст подтвержден инситной находкой А. В. Шпанским в 2019 г. фрагмента черепа бизона Шетензака (*Bison schoetensacki* Freud) [11].

В то же время существуют явные проблемы с достоверностью определения возраста аллювия в долине среднего течения р. Енисей и его крупных притоков в Енисей-Нижнеангарском районе (см. рисунок). Это касается ипалеонтологического обоснования, и абсолютных датировок.

Так, возраст высоких террас крупных притоков р. Енисей согласно стратиграфической схеме Средней Сибири [37] основывается на термолюминесцентной (ТЛ) дате 790±85 тыс. лет (МГУ, КТЛ 82) аллювия VIII надпойменной террасы (НПТ) из отложений района р. Подкаменная Тунгуска. При верификации ТЛ дат первого поколения другими методами, как, например, было сделано на Алтае [35], выяснена их недостоверность. Следовательно, возраст и опробованного аллювия Подкаменной Тунгуски, и сопоставляемых с ним отложений пока не доказан.

Следующую позицию в аккмулятивно-эрозионной лестнице террас занимает более поздний аллювий VII надпойменной террасы (верхняя часть лебедовского горизонта). В основу возрастной диагностики положены представления С. А. Лаухина [22], который сопоставил отложения террасы в приустьевой части р. Ангара с палеонтологически охарактеризованными отложениями 75–80-метровой террасы в ее верхнем течении (район Кежмы) и с отложениями разреза Бережеково в Северо-Минусинской впадине. В обоих случаях находки представлены ранненеоплейстоценовой санмениенской лошадью.

Сомнение вызывает возможность использования гипсометрического метода. К настоящему времени проведены исследования [16], доказывающие, что число и высота прирусловых площадок рельефа в районе затопления р. Ангара Богучанской ГЭС в большей мере контролировались неотектоническим фактором, чем климатическим. Согласно результатам данных работ, низкие террасы не выдержаны по числу вдоль долины реки. Неоднократно фиксировалось «расщепление» и «слияние» террасовых площадок. Кроме того, поверхности этих террас чаще всего пологонаклонные, а потому на разных участках нередко имеют различные высоты, что не позволяет относить их к конкретным уровням надпойменных террас р. Ангара, определенным в региональной стратиграфической схеме. Соответственно, гипсометрический метод не является сколько-нибудь надежным для корреляции террас в долине верхнего течения р. Ангара с районами ее среднего течения и устья, а также р. Енисей. Неотектонический фактор также делает спорной возможность корреляции по гипсометрическому уровню отложений в долине р. Енисей в равнинной части и в горной области, поскольку проявления неогенчетвертичной тектоники часто носят дифференцированный и асинхронный характер.

Согласно стратиграфической схеме в долине среднего течения р. Енисей выделяется худоноговская толща, включающая аллювий Енисейской погребенной террасы (талагайкинский горизонт), лимний и лессовидные супеси (лебедский горизонт). В разрезе Худоногово отложения охарактеризованы комплексом остракод Ilyocypris bradyi Sars, Candoninae spp. juv. (Brady), Candoniella subellipsoida Scharapova, Candoniella sp.), Scordiscia (L.) vara Liepin (= Limnocithere vara Liepin, L. flexa Negadaev), Scordiscia (Limnocythere) grinfeldi Liepin. Однако данные виды встречаются также в позднем неоплейстоцене и голоцене, кроме доголоценового вида Scordiscia (Limnocythere) grinfeldi Liepin. Другие обнажения, предлагаемые в стратиграфической схеме в качестве опорных разрезов, охарактеризованы исключительно палинологическими спектрами, а этого явно недостаточно для надежной стратиграфической диагностики.

Не доказан и ранненеоплейстоценовый возраст озерных отложений [37], вскрывающихся

лебедский горизонт	ская толща	Озерные суглинки, алевритистые глины, лессовидные супеси с федосовским комплексом остракод. Обн. г. Красноярск, р. Батюшка, д. Усть-Батой, Сотниково Абадаково, Малково До 50 м	рраса VII н.т.	Аллювий. Галечники, пески, алевриты, глины пойменной и русловой фаций. <i>Equus</i> aff. <i>sanmeniensis</i> 25 м
талагайкинский горизонт	Худоногов	Аллювий Енисейской погребенной терра- сы. Галечники, пески, суглинки, глины с федосовским комплексом остракод. Д. Усть-Батой, р. Есауловка	VIII надпойм. те	Ожелезненные галечники, рыхлые конгломераты, пески, супеси, суглинки,илистые глины ТЛ: 790±85 тыс. лет 25 м

Фрагмент стратиграфической схемы [37] для нижненеоплейстоценовых отложений Енисей-Нижнеангарского района

Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири – 2021, по. 10s – Geology and mineral resources of Siberia

š

в 80-100-метровой террасовидной поверхности между деревнями Каргино, Сотниково, Абалаково, Маклаково. Их возраст был определен на основании комплекса остракод из отложений, перекрывающих данный лимний, который представлен субаэральным комплексом с линзами озерных отложений. Комплекс остракод (Ilyocypris bradyi Sars, Fossililyo*cypris* (*Ilyocypris*) cf. *bella* Scharapova, *Candoninae* spp. juv. (=Candoniella albicans Brady, Candoniella subellipsoida Scharapova), Pseudocandona rostrata Brady et Norman, Amphicypris (Eucypris) cf. nobilis Sars) был отнесен Т. А. Казьминой к нижнему-среднему неоплейстоцену [1]. Комплекс представлен видами широкого стратиграфического интервала (плейстоцен) и не содержат видов индексов ранне-средненоплейстоценового возраста. Amphicypris (Eucypris) cf. nobilis Sars, на основании находки которого и был присвоен возраст, в действительности является редким видом, но не индикатором.

В Южно-Минусинской котловине согласно представлениям об эрозионно-аккумулятивной лестнице террас были выделены высокие террасы [38, 39]. Однако найденные на этих уровнях в песках флювиального типа фаунистические комплексы млекопитающих по р. Лугавка (правый приток р. Енисей) и у с. Бея (нижнее течение р. Абакан, левого притока р. Енисей) содержат ортостратиграфический вид Mammuthus primigenius [25, 42], характеризующий послеказанцевское время позднего неоплейстоцена.

Таким образом для предполагаемых нижненеоплейстоценовых аллювиальных отложений долины р. Енисей отсутствуют надежные возрастные определения в Енисей-Нижнеангарском стратиграфическом районе и Южно-Минусинской котловине. Подтвержден ранненеоплейстоценовый возраст аллювия в Северо-Минусинской котловине в разрезе Бережеково.

Средний неоплейстоцен

Проблема обоснования средненеоплейстоценовых террас также связана с недостатком палеонтологического материала и использования невалидной ТЛ датировки 330±39 тыс. лет отложений пантелеевской свиты в бассейне р. Подкаменная Тунгуска [37]. В схеме [37] тобольскому и самаровскому горизонтам соответствует VI НПТ, но приведенная фауна Mammuthus sp., Alces sp. вследствие родовых определений имеет широкий стратиграфический интервал, а Megaloceros giganteus (Blum.), появляясь в среднем неоплейстоцене, встречается и в палеофауне голоценовых стоянок в Нижнем Приангарье [4, 44, 45].

С. А. Архипов считал, что Енисей как магистральная водная артерия возник в конце раннего – начале среднего неоплейстоцена в тобольское время [1]. На этот отрезок приходится фаза интенсивного врезания и формирования Пра-Енисея. Соответствующие галечники с линзами песков и косой слоистостью С. А. Архипов отмечал в цоколе лагерной террасы у северо-восточной окраины Красноярска [1]. Здесь в галечниках Глубокого лога были найдены зубы и обломки черепа Archidiskodon cf. meridionalis (Nesti) (определения Э. А. Вангенгейм). По современным представлениям время существования A. meridionlis в сменяющихся подвидах (A. m. gromovi – A. m. meridionalis – A. m. tamanensis) охватывает широкий временной интервал - от гелазия до конца эоплейстоцена [46], что противоречит формированию галечников в тобольское время.

Другая фаунистическая находка отмечена в обнажении в устье р. Чермянка [1] у северной границы Енисей-Нижнеангарского района. Здесь на контакте осадков максимального подпрудного оледенения и предполагаемого тобольского аллювия были собраны фрагменты коренного зуба, принадлежащие раннему мамонту [1]. С ним можно сопоставлять хазарского мамонта Mammuthus trogontherii chosaricus Dubrovo, время распространения которого оценивается в интервале средний неоплейстоцен - казанцевское время позднего неоплейстоцена. В галечниках Ланкова лога у д. Кубеково, также относимых С. А. Архиповым [1] к тобольскому аллювию, найден зуб слона с морфометрическими параметрами, переходными от трогонтериевого слона к мамонту. Этим параметрам отвечают зубы M. trogontherii chosaricus [28, 47]. Таким образом, по имеющимся биостратиграфическим данным подтверждается указанный ранее [1] узкий стратиграфический интервал тобольского горизонта начало среднего неоплейстоцена) в долине среднего течения р. Енисей в устье р. Чермянка. В Ланковом логе возраст галечника пока может быть оценен только в пределах средний неоплейстоцен-казанцевское время позднего неоплейстоцена.

Значительная часть палеонтологических находок в отложениях, относимых к среднему неоплейстоцену, согласно современным представлениям о возрастных интервалах видов свидетельствует о более позднем возрасте отложений – послеказанцевском. Это касается 5-метровой пачки пылеватых супесей и суглинков с щебенкой, выделенных С. А. Архиповым [1] как самаровские перигляциальные слои на 50-70-метровой террасе у д. Кубеково (Ланков лог) с остатками Mammuthus primigenius. Этому возрасту не противоречит найденное В.И.Громовым мустьерское орудие [9] в том же разрезе. По современным представлениям [10], верхняя граница культуры мустье оценивается на уровне 33-35 тыс. лет назад.

По-видимому, к позднему неоплейстоцену относится и фауна из отложений д. Атаманово (60-80-метровая собакинская терраса), список которой приведен С. А. Архиповым [1]: Cervus elaphus L., Coelodonta antiquitatis (Blum), Equus caballus L., Rangifer tarandus L., Bison sp., кости карликовой формы Mammuthus primigenius, ранней формы Mammuthus primigenius, Equus hemionus Pall., Ovis ammon L., Bison priscus deminutus Grom (определения И. А. Дуброво). Возможно, однако, что это смешанный комплекс, так как кости вымыты гидромонитором и послойная привязка отсутствует. Но не исключено, что фауна происходит из отложений третьей ступени верхнего неоплейстоцена. Для этого интервала отмечено сочетание толсто- и тонкоэмалевых форм мамонтов и распространение короткорогого бизона [49, 50].

Ко второй половине среднего неоплейстоцена С. А. Архипов [1], а также авторы серийной легенды [23] относят 35-50-метровую лагерную террасу. Но присутствие в фаунистических комплексах млекопитающих в разрезах Атаманово [31], Коровий Лог [9], Коркино, Барабаново [6] Alces alces L., Mammuthus primigenius Blum., Rangifer tarandus L. позволяет считать, что они сформировались в позднем неоплейстоцене. Приведенные комплексы малакофауны из разрезов Барабаново, Коркино и остатки рога тура Bos sp. из разреза у с. Анциферово [41] показывают широкий стратиграфический интервал (средний поздний неоплейстоцен). То же касается остракод из разреза у д. Барабаново. Так, остракоды Candoninae spp. juv. (=Candoniella schubinae Mandelstam) и Cyclocypris globosa Muller, свидетельствующие, по мнению Т. А. Казьминой [1], о средненеоплейстоценовом возрасте, в последующих исследованиях встречены в отложениях позднего неоплейстоцена [19, 21] и голоценовых отложениях [17, 19, 20], т.е. имеют более широкий стратиграфический интервал.

Схожая ситуация сложилась в Южно-Минусинской котловине. Так, в основании 18-метровой толщи песков 60-метровой террасы в устье р. Сизая, относимых к среднему неоплейстоцену, обнаружены остатки млекопитающих *Rangifer tarandus, Ovis ammon, Cervus elaphus, Coelodonta antiquitatis* [42]. В свете современных представлений возраст песков должен быть пересмотрен на поздненеоплейстоценовый.

В Северо-Минусинской котловине в разрезе Бережеково выделяется средненеоплейстоценовый перигляциальный аллювий бахтинского надгоризонта, перекрываемый покровными отложениями поздненеоплейстоценового возраста [1, 12]. Непосредственно в перигляциальном аллювии находок нет. Вместе с тем на бечевнике в большом количестве встречаются остатки животных от раннего до позднего неоплейстоцена: Canidae gen. indet., Homotherium sp., Panthera spelaea, Ursus rossicus, Mammuthus primigenius, Mammuthus sp., Equus sp. (крупная форма), Equus aff. hydruntinus, Equus cf. przewalskii, Coelodonta antiquitatis, Cervus elaphus, Megaloceros giganteus, Alces alces, Rangifer tarandus, Capreolus capreolus, Ovis cf. ammon, Bos sp., Bison priscus [24]. Инситные находки фауны млекопитающих среднего неоплейстоцена относятся только к подстилающему аллювий вишняковскому педокомплексу тобольского времени [12]. Приводимый Д. Г. Маликовым, Н. И. Дроздовым и другими авторами видовой состав фауны включает разновозрастные таксоны от раннего до позднего неоплейстоцена, а также найденные здесь остатки мелких млекопитающих (Citellus undulatus Pall, ElloСводный видовой состав фауны крупных млекопитающих местонахождения Бережеково (Куртак) с разделением по геологическому возрасту

Вид	Источник
Ранний неоплейс	тоцен
Panthera fossilis (von Reichenau)	[29]
Bison schoetensacki Freudenberg	Новые данные
<i>Equus sanmeniensis</i> Teilhard de	[12]
Charden et Piveteau	
Mammuthus trogontherii Pohl.	[12]
Средний неоплей	стоцен
Ursus savini rossicus Vereshchagin	[24], новые данные
Fauus ex ar mosbachensis-aerma-	[12]
nicus	[12]
Equus (Asinus vel Hemionus) sp.	[12], новые данные
Mammuthus sp. (aff. primegenius	[12]
fraasi)	
Rangifer tarandus L.*	[12]
Поздний неоплейс	тоцен
Alces alces L.	Новые данные
Capreolus capreolus L.	[12]
<i>Megaloceros giganteus</i> Blum.	[12]
Cervus elaphus L.	Новые данные
<i>Cervus nippon</i> Temminck	Новые данные
Rangifer tarandus L.	[12]
<i>Bos primigenius</i> Boj.	Новые данные
Bison priscus Boj.	[12]
Parabubalis capricornis V. Gromova	[32]
Equus sp.	[12]
Equus ex gr mosbachensis-german-	[12]
icus*	
<i>Equus</i> ex gr. <i>gallicus</i> Prat.	Новые данные
<i>Coelodonta antiquitatis</i> Blum.	[12]
<i>Mammuthus primigenius</i> Blum.	[27], новые данные
<i>Ovis</i> sp.	[12]
Ursus sp.	[12]
Canis lupus L.	Новые данные

*Таксоны, имеющие дискуссионное стратиграфическое положение.

bius ex gr. talpinus Pall., Lemmus obensis Pall, Brants, Eolagurus sp., Lagurus lagurus Pall., Microtus (Stenocranicus) gregalis Pall, Microtus sp., Myospalax myospalax Laxm.) встречаются и в среднем, и в позднем неоплейстоцене.

В целом для разреза Бережеково сложность строения, большое количество остатков млекопитающих разной сохранности при почти полном отсутствии инситного материала позволяет предполагать несколько разновозрастных костеносных уровней. Новые сборы 2019 г. на основе разной сохранности материала и биостратиграфических данных позволили разделить таксоны, установленные ранее и по новым материалам, на три разновозрастных группы – раннего, среднего и позднего неоплейстоцена (см. таблицу).

На равнине на границе Енисей-Нижнеагарского района с ледниковой областью (бассейн р. Подкаменная Тунгуска) достоверно установлен тобольский возраст аллювия.

Поздний неоплейстоцен

Поздненеоплейстоценовый аллювий охарактеризован значительным количеством фаунистических находок и радиоуглеродных датировок.

В Енисей-Нижнеангарском стратиграфическом районе достоверно охарактеризованы мамонтовой фауной млекопитающих террасы р. Енисей высотой 25–30 м (III НПТ березовская) у с. Атаманово (правый берег) [41], 15–25 м (II НПТ красноярская) у д. Злобино (правый берег), 15–25 м у д. Коркино [6]. Террасы разделены по гипсометрическому признаку. Однако С. А. Архипов [1] отмечал, что эолово-дефляционный фактор не учитывался исследователями, разделившими по этому признаку одну террасу на два или три самостоятельных разновозрастных уровня [40] и выделившими в самостоятельную березовскую террасу сегменты террасы с дюнным рельефом [14].

Радиоуглеродные датировки в интервале от 21350±650 (ГИН-310) до 26300±900 лет (ЛГ-19) по древесине сделаны для отложений II НПТ высотой 18-22 м в разрезах поселков Юксеево, Новоназимово и Павловщина [7]. Для последнего, кроме того, указывается дата 46600±1500 лет (ГИН-309) [7] полученная из пойменных и старичных фаций террасы. В. М. Колямкин и др. в рамках работ 2000 г. по совершенствованию серийной легенды Госгеолкарты-200 (Енисейская серия) считают, что все указанные террасы относятся к одной каргинско-сартанской террасе. В стратиграфической схеме [37] было принято разделение террас. К верхней части каргинского и к нижней части сартанского горизонта в изучаемом районе отнесена II НПТ, а первой половине каргинского времени соответствует III НПТ.

На территории Южно-Минусинских котловин вне зоны затопления Красноярского водохранилища в соответствии с принятыми в Енисей-Ангарском районе террасовыми уровнями выделяются I, II и III НПТ [34]. Однако культурные слои стоянки Уй-I, приуроченные к аллювиальным накоплениям III НПТ, датируются радиоуглеродным методом в 17–22 тыс. л. н., а группы Майнских стоянок, стоянки Уй-II, связанные с аллювиальными и покровными отложениями II НПТ, – 10–16 тыс. л. н. [3]. Таким образом, получается, что в Южно-Минусинском районе аллювий III НПТ продолжал аккумулироваться в раннесартанское время, когда в Енисей-Нижнеангарском районе уже заканчивалось формирование II НПТ.

Возраст I НПТ р. Енисей установлен только благодаря межрегиональным корреляциям и работам археологов. Стоянки, приуроченные к террасе, были датированы поздней стадией верхнего палеолита [9].

Таким образом, количество и возраст речных террас даже для позднего неоплейстоцена у разных исследователей расходятся, что обусловлено рассмотренными проблемами. Каргинско-сартанский возраст II НПТ и сартанско-голоценовый возраст I НПТ не вызывает сомнений; подтверждается тобольский возраст в долине среднего течения р. Енисей в устье р. Чермянка.

Проблемы генетической диагностики

Одна из этих проблем связана с решением вопроса, с какого времени р. Енисей стала существовать как магистральная транзитная река.

В долине р. Енисей в пределах Минусинских котловин не найдены отложения, которые можно однозначно считать аллювием транзитной реки, за исключением низких надпойменных террас. Так, в Северо-Минусинской котловине палеонтологически охарактеризованные эоплейстоценовые отложения вблизи Куртакского лога представлены песчано-гравийным материалом с галечником и щебнем. Окатанность гравия и галечника различная, но чаще слабая, и состоят они из местных пород [12, с. 22]. Н. И. Дроздов и др. [12], анализировавшие материалы, полученные до затопления Красноярского водохранилища, указывают, что в пределах участка Куртакский Лог – залив Чаны на цоколе коренных пород были расположены песчано-галечные отложения с косой слоистостью, также насыщенные щебнем местных пород с прослоями песков и суглинков. Именно в этих отложениях С. П. Горшковым [6] были найдены черепа двух лошадей, сходных с санмениенскими Equus aff. sanmeniensis. В мае 2019 г. нами был исследован нижненеоплейстоценовый аллювий разреза Бережеково, охарактеризованный вяткинской фауной. Установлено, что аллювий также не имеет литологических признаков отложений такой транзитной реки, как Енисей. В его составе представлены обломки местных пород, подавляющее большинство которых плохо окатано. Это подтверждает точку зрения С. А. Архипова [1] о том, что в эоплейстоцене и раннем неоплейстоцене Енисея как транзитной магистральной реки не существовало. Однако и формирование ее в тобольское время, как считал С. А. Архипов [1], пока достоверно не подтверждено.

На выходе р. Енисей в Южно-Минусинскую котловину в качестве древнего аллювия Пра-Енисея Л. К. Зятькова и О. А. Раковец [15] выделили валунно-галечник. Возраст его к настоящему времени обоснован только палинологическими спектрами и требует верификации. А мощность отложений, согласно исследованиям Т. А. Шаталиной и др. в рамках работ по ГДП-200 листа N-46-XXVI в 2011– 2013 гг., под современным урезом воды р. Енисей достигает 30 м. Такая аномальная мощность валунно-галечника при отсутствии признаков констративного аллювия вызывает у нас сомнения в точности генетической диагностики.

В Южно-Минусинской котловине также наблюдается аномальная мощность песчаных отложений, занимающих гипсометрическое положение до 250 м над урезом воды. При попытках это объяснить появились различные варианты четвертичной стратиграфии. Отложения представлялись комплексом врезанных друг в друга разновозрастных озерных [33] или аллювиальных аккумулятивных [38, 39] террас, подпруженных растущими тектоническими структурами, лимноаллювием, с вырезанными в нем эрозионными террасами [15] и перигляциальным аллювием [7, 51]. В исследованиях последних лет [48] с песчаными отложениями субаквального характера связывается прохождение гляциальных суперпаводков по Южно-Минусинской котловине.

Л. К. Зятькова и О. А. Раковец [15] высказывали предположение об озерно-аллювиальном генезисе толщ, подпруженных растущими тектоническими структурами. Однако следует отметить, что интенсивность эрозионной деятельности постоянных водотоков всегда компенсирует рост тектонических структур. Перигляциальному генезису мощных песчаных толщ с поздненеоплейстоценовой фауной («террасы» высокого уровня у с. Бея и в долине р. Лугавка и «терраса» среднего уровня в устье р. Сизая с абс. выс. более 300 м), по нашему мнению, противоречит общепринятый для позднего неоплейстоцена порог стока в Тургайскую котловину, поскольку его абсолютная высота составляет всего 130 м [30, с. 91–99].

Перигляциальный аллювий выделяется не только в Южно-Минусинской котловине [7, 51], но и в Северо-Минусинской [12], а также в Енисей-Нижнеангарском районе [1]. Но и здесь абсолютные отметки перигляциального аллювия террас, образованного в результате подпора северными ледниками, не согласуются с 130-метровым порогом стока, а существенно его превышают. К тому же, в соответствии с данными В. И. Астахова [2] по палеогляциозоне сибирского севера, ленточные глины ледниково-подпрудных бассейнов позднего неоплейстоцена фиксируются на высотах не более 60 м. Вероятно, вследствие этих противоречий С. А. Архипов [1] выделял особый тип перигляциального аллювия – балочный, но в конечном итоге не дал ему определения.

Таким образом, сомнительно выделение перигляциального аллювия 50–60-метровой собакинской террасы в Енисей-Нижнеангарском районе, возраст которой, как показано выше, обоснован поздненеоплейстоценовой фауной млекопитающих (Ланков лог возле д. Кубеково с абс. выс. 180–190 м и др.).

То же касается описанной до затопления водохранилища террасы высотой 38 м над урезом реки у д. Ермолаево в Северо-Минусинской котловине и с отметками над уровнем Мирового океана 218 м. Нижнюю часть отложений С. А. Архипов [1] отнес к казанцевскому времени, а верхнюю (перигляциальный аллювий) – к зыряновскому. Последняя представлена 25-метровой толщей параллельнотонко-горизонтально-слоистых пылеватых супесей с многочисленными включениями щебеночников [1, 8]. С этим аллювием С. А. Архипов [1] сопоставлял аналогичные мощные толщи монотонно однообразного облика в террасах высотой 25–30 м в долине Среднего Енисея на равнине (вниз по течению до д. Береговая Таскино), но высота площадок этих террас также больше 130 метрового порога стока в Тургайскую котловину.

Уже отмечалась проблема обоснованности разделения березовской и красноярской террас исключительно по гипсометрическому уровню без литолого-фациального анализа. Отметим, что исследования И. Д. Зольникова и др. [5] разреза отложений березовской террасы у Афонтовой горы показали не аллювиальный, а оползневый генезис. Здесь серия оползней на II НПТ создали прослеживающуюся на довольно значительное расстояние террасовидную поверхность.

Вместе с тем не вызывает сомнений аллювиальный генезис отложений и широкое распространение II (каргинско-сартанской) и I (сартанско-голоценовой) НПТ в долине среднего течения р. Енисей, подтвержденный закономерным сочетанием русловой, пойменной и старичной фаций.

Выводы

Таким образом, традиционная концепция аккумулятивно-эрозионной лестницы террас сталкивается с фактами, ей противоречащими: приуроченность поздненеоплейстоценовой фауны к высоким и средним гипсометрическим уровням, формирование аномально мощных валунно-галечников Пра-Енисея в Южно-Минусинской котловине, мощных толщ горизонтально-слоистых песчаных и алевритовых отложений. Последние принимают за перигляциальный аллювий, но они не имеют характерных для аллювиальных отложений текстурно-структурных характеристик и их высотное распространение не позволяет связать их с ледниково-подпрудным палеоозером, ограниченным 130-метровым порогом стока в Тургайскую котловину. В связи с этим их генезис необходимо пересмотреть. Возможно, и поздненеоплейстоценовая фауна, установленная на различных гипсометрических уровнях, связана не с аллювиальными отложениями, а с осадками других генетических типов, что требует дополнительного изучения разрезов.

Традиционная для квартера парадигма аккумулятивно-эрозионной лестницы террас для района Среднего Енисея не имеет надежного геохронологического обоснования, отвечающего требованиям стратиграфического кодекса. В ряде случаев палеонтологические данные вступают с парадигмой в противоречие. Что же касается террас более высокого порядка, то характеристика их геолого-геоморфологического положения, а также их генетическое, палеонтологическое, геохронологическое обоснование не соответствуют современным требованиям выделения стратиграфических таксонов в четвертичной геологии. Несомненно подтверждаš

ется только тобольский возраст отложений в долине среднего течения р. Енисей в устье р. Чермянка.

В связи с изложенным следует сделать вывод, что реконструкция развития речной сети в бассейне Среднего Енисея для эоплейстоцена, раннего и среднего неоплейстоцена, первой половины позднего неоплейстоцена и корреляция на данной основе отложений горных и равнинных территорий крайне затруднена из-за отсутствия каркаса маркирующих горизонтов, подтвержденного данными фациально-генетических, палеонтологических и геохронологических исследований.

Авторы выражают благодарность к.г.-м.н. В. А. Коноваловой (ТГУ) и к.г.-м.н. Л. Б. Хазину (ИГиРГИ) за помощь в анализе комплексов остракод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Архипов С. А.** Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений террасы Енисея внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности // Четвертичный период Сибири. – М., 1966. – С. 50–69.

2. Астахов В. И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемыстратиграфии и палеогеографии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2009. – № 69. – С. 8–24.

3. Васильев С. А., Каспаров А. К., Свеженцев Ю. С. Фаунистические остатки и реконструкция характера охоты палеолитического человека на Верхнем Енисее: по материалам многослойных стоянок в районе Майнинской ГЭС) // Археология и этнография Евразии. – 2001. – № 3. – С. 26–30.

4. Васильев С. К. Славинский В. С., Постнов А. В. Гигантский олень (Megaloceros giganteus Blumenbach, 1803) в палеофауне голоценовых стоянок Северного Приангарья (Усть-Тушама-1, остров Сосновый Тушамский, Усть-Талая) // Вестн. НГУ. – 2013. – Т. 12, № 7. – С. 177–185.

5. **Геологическое** строение и постседиментационные деформации археологического памятника Афонтова гора – II (г. Красноярск, Сибирь) / И. Д. Зольников Е. В. Деев, В. С. Славинский и др. // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58, № 2. – С. 231– 242.

6. **Горшков С. П.** О стратиграфии антропогеновых отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири // Четвертичный период Сибири. – М., 1966. – С. 71–81.

7. **Горшков С. П.** Проблема сопоставления плейстоценовых отложений внеледниковой зоны Приенисейской Сибири с событиями в ледниковой зоне // Четвертичные оледенения Средней Сибири. – М., 1986. – С. 95–101.

8. Горшков С. П. Рыбакова Н. О. О составе и условиях формирования аллювия 38-метровой террасы р. Енисей (по данным исследования в районе с. Ермолаево // Вопросы геологии Красноярского края. – М., 1964. – С. 301–312.

9. **Громов В. И.** Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит): тр. Геол. ин-та. Сер. геол. – 1948. – Вып. 64, № 17. – 529 с.

10. **Деревянко А. П., Маркин С. В., Васильев С. А.** Палеолитоведение: введение и основы. – Новосибирск: Наука, 1994. – 288 с.

11. **Дискуссионные** вопросы геоморфологии и палеогеографии / А. В. Шпанский, М. В. Михаревич, С. В. Новиков и др. // Геоморфология. – 2020. – № 3. – С. 98–105.

12. **Дроздов Н. И., Чеха В. П., Хазартс П.** Геоморфология и четвертичные отложения Куртакского геоархеологического района (Северо-Минусинской ввпадины). – Красноярск: РИО КГПУ им. В. П. Астафьева, 2005. – 112 с.

13. Ефимова Л. И., Качуро О. Ю., Пономарева Е. А. Палеонтологическая характеристика кочковского горизонта Предалтайской равнины // Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. – Новосибирск, 1980. – С. 36–44.

14. Зубаков В. А. Плейстоценовые отложения долины р. Енисей на участке Красноярск – устье р. Ангары // Четвертичный период и его история. – М., 1965. – С. 183–196.

15. **Зятькова Л. К., Раковец О. А.** Минусинские впадины // Алтае-Саянская горная область. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. – М., 1969. – С. 240–275.

16. **К вопросу** о молодости аллювиальных комплексов Ангары по материалам работ в зоне затопления Богучанской ГЭС / И. Д. Зольников Е. В. Деев, А. А. Цыбанков и др. // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2013. – № 4 (56). – С. 38–49.

17. Климатические изменения на юге Западной Сибири в голоцене по результатам анализа ассоциация остракод / Л. Б Хазин, И. В. Хазина, С. К. Кривоногов и др. // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 4. – С. 729–742.

18. Колямкин В. М. Новый взгляд на время и условия формирования террас Енисея // Геология и полезные ископаемые Красноярского края и Республики Хакасия. – 2000. – Вып. 5. – С. 51–52.

19. Коновалова В. А. Новые и малоизвестные виды остракод среднего неоплейстоцена – голоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины // Палеонт. журн. – 2012. – № 3. – С. 21–28.

20. Коновалова В.А. Проблема выделения комплексов пресноводных остракод верхнего неоплейстоцена – голоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины // Вестн. ТГУ. – 2009. – № 327. – С. 229–233.

21. Коновалова В. А. Остракоды верхнего неоплейстоцена юго-востока Западно-Сибирской равнины и их стратиграфическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2016. – Т. 24, № 1. – С. 1–17. 22. **Лаухин С. А.** Стратиграфия четвертичных отложений нижнего течения р. Ангары // Четвертичный период Сибири. – М., 1966. – С. 91–99.

23. Легенда Ангаро-Енисейской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) Кн. 2. (Граф. прил.) / сост. М. Л. Махлаев, В. В. Комаров, В. Г. Межубовский и др. – Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2002. – 120 л.

24. **Маликов Д. Г.** Новые материалы по малому пещерному медведю Ursus rossicus borissiak, 1930 среднего неоплейстоцена Куртакского археологического района // Амурский зоологический журнал. – 2018. – № X(1). – С. 80–87.

25. Моссаковский А. А., Херасков Н. Н. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Минусинская. Лист N-46-XXV. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – 94 с.

26. **Нагорский М. П.** Основные этапы четвертичной истории юго-востока Западно-Сибирской низменности // Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. 1941. – № 3. – С. 36–56.

27. **Находка** «кладбища» древних мамонтов на Енисее / С. А. Лаухин, Н. И. Дроздов, В. П. Чеха и др. // Докл. РАН. – 1997. – Т. 352, № 2. – С. 241–244.

28. **Новая** находка степного слона *Mammuthus trogonotherii* Pohlig (Proboscidea, Elephantidae) в Павлодарском Прииртышье, Казахстан / А. В. Шпанский, В. Н. Алиясова, С. В. Титов, Т. Н. Смагулов // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2008. – Т. 83, вып. 3. – С. 52–62.

29. **Оводов Н. Д, Тарасов А. Ю.** Большая кошка (*Panthera* sp.) и малый пещерный медведь (*Ursus rossicus*) в Сибири // Енисейская провинция. – 2009. – Вып. 4. – С. 129–135.

30. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения / С. А. Архипов, В. И. Астахов, И. А. Волков и др. – Новосибирск: Наука, 1980. – 112 с.

31. Парфенов Ю. И. Гончаров Ю. И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Енисейская. Лист О-46-XXXIV. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 63 с.

32. Позднеплейстоценовая мегафауна юга Западной и Средней Сибири: новые данные по радиоуглеродному датированию и новые находки из аллювиальных местонахождений в 2020 году / С. К. Васильев, Е. В. Пархомчук, М. А. Середнёв и др. // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2020. – Т. 26. – С. 43–50.

33. **Пуминов А. П.** К истории долины р. Енисей на участке Минусинского прогиба в кайнозое // Четвертичный период Сибири. – М.: Наука, 1966. – С. 91–105.

34. **Решения** всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам. – Л.: ВСЕГЕИ, 1983. – 84 с.

35. **Русанов Г. Г., Важов С. В.** Опорные разрезы четвертичных отложений Горного Алтая (Беле, Кубадру, Чаган). – Бийск: АГАО, 2014. –163 с.

36. **Стратиграфический** кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. – 96 с.

37. Унифицированная региональная стратиграфическая схема Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа): объяснительная записка / под ред. В. С. Волковой, Б. А. Борисова, В. А. Камалетдинова. – Новосибирск, 2010. – 90 с.

38. Федотов А. Н., Перфилова О. Ю., Ладыгин С. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Минусинская. Лист N-46-XXV (Аскиз). Объяснительная записка. – М.: ВСЕГЕИ, 2013. – 240 с.

39. Федотов А. Н. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Минусинская. Лист N-46-XX (Абакан). Объяснительная записка. – М.: ВСЕГЕИ, 2019. – 78 с.

40. Фениксова В. В. Палеогеография внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в среднеплейстоценовую эпоху // Четвертичный период Сибири. – М., 1966. – С. 232–244.

41. Фениксова В. В. Четвертичные отложения долины р. Енисей от г. Красноярска до устья р. Большой Пит // Материалы по геологии Красноярского края. – М., 1960. – С. 149–167.

42 **Херасков Н. Н., Ильина Н. С.** Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алтае-Саянская. Лист N-46-XXVI. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 67 с.

43. Цейтлин С. М. Сопоставление четвертичных отложений ледниковой и внеледниковой зон Центральной Сибири. – М.: Наука, 1964. – 187 с.

44. Шпанский А. В. Гигантские олени *Megalo*ceros giganteus (Blum.) (Mammalia, Artiodactyla) юговостока Западно-Сибирской равнины // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2011. – Т. 86, № 1. – С. 18–30.

45. Шпанский А. В. Скелет гигантского оленя *Megaloceros giganteus giganteus* (Blumenbach, 1803) (Mammalia, Artiodactyla) из Павлодарского Прииртышья // Палеонт. журн. – 2014. – № 5. – С. 81–98.

46. Шпанский А.В. Четвертичные крупные млекопитающие Западно-Сибирской равнины: условия обитания и стратиграфическое значение: автореф. дис. ... д. г.-м. н. – Томск: ТГУ, 2019. – 40 с.

47. Шпанский А. В., Васильев С. К., Печерская К. О. Трогонтериевый слон *Mammuthus trogonotherii* (Pohlig) из Омского Прииртышья // Палеонт. журн. – 2015. – № 3. – С. 81–102.

48. **Quaternary** paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei river / G. Komatsu, S. Arzhannikov, A. Gillespie, et al. // Geomorphology. – 2009. – Vol. 104, no. 3–4. – P. 143–164.

49. **Records** of *Bison priscus* Bojanus (Artiodactyla, Bovidae) skeletons in Western Siberia / A. V. Shpansky,

S. V. Svyatko, P. J. Reimer, S. V. Titov // Russian Journal of Theriology. – 2016. – Vol. 15(2). – P. 100–120.

50. **Shpansky A. V., Kuzmin Y. V.** The MIS 3 megafauna of the southeastern West Siberia and the possibility of late survival of steppe mammoth (*Mammuthus trogontherii chosaricus*) // Radiocarbon. – 2021. – Vol. 63, no. 2. – P. 575–584.

51. Yamskikh A. F., Yamskikh G. Y. Late Pleistocene and Holocene sediments of the polycyclic terraces in the Oya River valley in south Minusa depression // Field Guidebook for the Global Continental Paleohydrology Meeting, Krasnoyarsk – Khakassia – Tuva Region. – Krasnoyarsk, 2001 – P. 136–145.

REFERENCES

№ 10c ♦ 2021

1. Arkhipov S.A. [The problem of correlation of alluvial and glacial deposits: terraces of the Yenisei nonglacial zone of the West Siberian Lowland). *Chetvertichnyy period Sibiri* [The Quaternary period of Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1966, pp. 50–71. (In Russ.).

2. Astakhov V.I. [The Middle and Late Neo-Pleistocene of the glacial zone of West Siberia: problems of stratigraphy and paleogeography]. *Byulleten komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda – Bulletin of the Commission for Study of the Quaternary*, 2009, no. 69, pp. 8–24. (In Russ.).

3. Vasilyev S.A., Kasparov A.K., Svezhentsev Yu.S. [Faunal remains and the reconstruction of the Upper Paleolithic hunting strategies in the Upper Yenisei Basin (based on materials from stratified sites near the Maina hydroelectric power station]. *Arkheologiya, etnografiya i antropologiya Evrazii – Archaeology, ethnology and Anthropology of Eurasia*, 2001, no. 3, pp. 26–30. (In Russ.).

4. Vasilyev S.K., Slavinsky V.S., Postnov A.V. [The irish elk (*Megaloceros giganteus* Blumenbach, 1803) in the paleofauna of the Holocene sites of the Northern Angara region (Ust-Tushama-1, Sosnovy Tushamsky ostrov, Ust-Talaya)]. *Vestnik Novosibirskogo gosudarstvennogo universiteta – Vestnik NSU*, 2013, vol. 12, no. 7, pp. 177–185. (In Russ.).

5. Zolnikov I.D., Deev E.V., Slavinskiy V.C., et al. Afontova Gora II archaeological site: geology and postdepositional deformation (Krasnoyarsk, Siberia). *Russian Geology and Geophysics*, 2017, vol. 58, no. 2, pp. 190–198.

6. Gorshkov S.P. [On the stratigraphy of anthropogenic sediments of the extraglacial zone of the Cis-Yenisei Siberia]. *Chetvertichnyy period Sibiri* [The Quaternary of Siberia]. Moscow, 1966, pp. 71–81. (In Russ.).

7. Gorshkov S.P. [The problem of comparing Pleistocene deposits of the Yenisei Siberia non-glacial zone with events in the glacial zone]. *Chetvertichnye oledeneniya Sredney Sibiri* [Quaternary glaciations of Middle Siberia]. Moscow, 1986, pp. 95–101. (In Russ.).

8. Gorshkov S.P., Rybakova N.O. [On the composition and conditions of alluvium formation of the Yenisei River 38-meter terrace (according to the study in the area of the Ermolaevo village)]. *Voprosy geologii* *Krasnoyarskogo kraya* [Problems of Geology of the Krasnoyarsk Territory]. Moscow, 1964, pp. 301–312. (In Russ.).

9. Gromov V.I. [Paleontological and archaeological substantiation of the stratigraphy of the Quaternary continental sediments on the territory of the USSR: (Mammals, the Palaeolithic)]. *Trudy geologicheskogo instituta*, 1948, vol. 64, geol. ser, no. 17, 529 p. (In Russ.).

10. Derevyanko A.P., Markin S.V., Vasilyev S.A. *Pa-leolitovedeniye: vvedeniye i osnovy* [Paleolithology: Introduction and Basics]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1994. 288 p. (In Russ.).

11. Shpansky A.V., Mikharevich M.V., Novikov S.V., et al. [Controversial issues of geomorphology and paleogeography of the Upper Yenisei valley]. *Geomorfologiya*, 2020, no. 3, pp. 98–105. (In Russ.).

12. Drozdov N.I., Chekha V.P., Khazarts P. *Geomorfologiya i chetvertichnyye otlozheniya Kurtakskogo geoarkheologicheskogo rayona (Severo-Minusinskoy vpadiny)* [Geomorphology and Quaternary Deposits of the Kurtak Geoarcheological Region (North-Minusinsk Depression)]. Krasnoyarsk, 2005. 112 p. (In Russ.).

13. Yefimova L.I., Kachuro O.Yu., Ponomareva E.A. [Paleontological characteristics of the Kochki Horizon of the Pre-Altai plain]. *Kochkovskiy gorizont Zapadnoy Sibiri i ego vozrastnyye analogi v smezhnykh raionakh* [Kochki Horizon of West Siberia and its age analogues in contiguous areas]. Novosibirsk, 1980, pp. 36–44. (In Russ.).

14. Zubakov V.A. [Pleistocene deposits of the Yenisei valley from Krasnoyarsk to Angara mouth]. *Chetvertichnyy period i ego istoriya* [The Quaternary and its history]. Moscow, Nauka Publ., 1965, pp. 183–196. (In Russ.).

15. Zyatkova L.K., Rakovets O.A. [Minusinsk depressions]. *Altae-Sayanskaya gornaya oblast. Istoriya razvitiya relyefa Sibiri i Dalnego Vostoka*. [Altai-Sayan Mountain Country. History of development of the relief of Siberia and the Far East]. Moscow, 1969, pp. 240–275. (In Russ.).

16. Zolnikov I.D. Deev E. V., Tsybankov A. A., et al. On the supposedly young age of Angara alluvial sediments based on the findings of salvage excavations in the flooding area of the Boguchany hydroelectric plant. *Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia*, 2013, no. 4(56), pp. 38–49.

17. Khazin L.B., Khaxina I.V., Krivonogov S.K., et al. Holocene climate changes in southern West Siberia based on ostracod analysis. *Russian Geology and Geophysics*, 2016, vol. 57, no. 4, pp. 574–585.

18. Kolyamkin V.M. [A new look at the time and conditions of the formation of the Yenisei terraces]. *Geologiya i poleznyye iskopaemyye Krasnoyarskogo kraya i respubliki Khakasiya* [Geology and Mineral Resources of Krasnoyarsk Territory and the Republic of Khakassia], 2000, issue 5, pp. 51–52. (In Russ.).

19. Konovalova V.A. New and little-known ostracode species from the Middle Neopleistocene to Holocene of the southeastern West Siberian Plain. *Pale-ontological Journal*, 2012, vol. 46, no. 3, pp. 240–249.

20. Konovalova V.A. [The problem of establishing assemblages of fresh-water ostracodas of the Late Neo-Pleistocene-Holocene in the southeast of the West-Siberian Plain]. *Vestnik TGU – Tomsk State University Journal*, 2009, no. 327, pp. 229–233. (In Russ.).

21. Konovalova V.A. [Upper Neopleistocene ostracods from the southeastern West Siberian Plain and their stratigraphic significance]. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya* – *Stratigraphy. Geological correlation*, 2016, vol. 24, no. 1, pp. 1–17. (In Russ.).

22. Laukhin S.A. [Stratigraphy of Quaternary deposits of the Angara River lower reach]. *Chetvertichnyi period Sibiri* [The Quaternary of Siberia]. Moscow, 1966, pp. 91–99. (In Russ.).

23. Makhlaev M.L., Komarov V.V., Mezhubovsky V.G., et al. *Legenda Angaro-Yeniseiskoy serii listov Gosudarstvennoy geologicheskoy karty Rossiiskoy Federatsii masshtaba 1:1 000,000 (tretye pokoleniye). Kniga 2* [Legend of the Angara-Yenisei block of the State Geological Map of the Russian Federation on a scale of 1:1,000,000 (third generation). Book 2. Krasnoyarsk, 2002. 120 p. (In Russ.).

24. Malikov D.G. [New materials of small cave bear *Ursusrossicus* Borissiak, 1930 from Middle Neopleistocene of Kurtak archeology district]. *Amurskiy zoologicheskii zhurnal – Amurian Zoological Journal*, 2018, Vol. X(1), pp. 80–87. (In Russ.).

25. Mossakovskiy A.A., Kheraskov N.N. *Geologicheskaya karta SSSR. Masshtab 1:200 000. Seriya Minusinskaya. List N-46-XXV. Obyasnitelnayaa zapiska* [Geological map of the USSR. Scale 1:200,000. Minusinsk series. Sheet N-46-25. Explanatory note]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1960. 94 p. (In Russ.).

26. Nagorskiy M.P. [Main stages of the Quaternary history of the south-eastern West Siberian Lowland]. *Vestnik Zapadno-Sibirskogo geologicheskogo upravleniya*, 1941, no. 3, pp. 36–56. (In Russ.).

27. Lauchin S.A., Drozdov N.I., Chekha V.P., et al. [Discovery of the "cemetery" of ancient mammoths on the Yenisei River]. *Doklady RAS*, 1997, vol. 352, no. 2, pp. 241–244. (In Russ.).

28. Shpansky A.V., Aliyasova V.N., Titov S.V., Smagulov T.N. [New find of steppe elephant *Mammuthus Trogonotherii pohlig* (Proboscidea, Elephantidae) from Pavlodarian Irtysh region, Kazakhstan]. *Byulleten MOIP – Bulletin de la Société impériale des naturalistes de Moscou*, 2008, vol. 83, issue 3, pp. 52–62. (In Russ.).

29. Ovodov N.D., Tarasov A.Yu. [Big cat (*Panthera* sp.) and small cave bear (*Ursus rossicus*) in Siberia]. *Eniseiskaya provincial*, 2009, vol. 4, pp. 129–135. (In Russ.).

30. Arkhipov S.A., Astakhov V.I., Volkov I.A., et al. *Paleogeografiya Zapadno-Sibirskoi ravniny v maksi-mum pozdnezyryanovskogo oledeneniya* [Paleogeography of West Siberian Plain at the Maximum of the Late Zyryanka Glaciation]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1980. 112 p. (In Russ.).

31. Parfenov Yu.I., Goncharov Yu.I. *Geologiche-skaya karta SSSR masshtaba 1:200 000. Seriya Yenisey-skaya. List O-46-XXXIV. Obyasnitelnaya zapiska* [Geological map of the USSR with a scale of 1:200,000. Yenisei series. Sheet O-46-34. Explanatory note]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1963. 63 p. (In Russ.).

32. Vasiliev S.K., Parkhomchuk E.K., Serednyov M.A., et al. [Late Pleistocene Megafauna from the South of Western and Central Siberia: new data on Radiocarbon dating and new finds from Alluvial Sites in 2020]. *Problems of Archaeology, Ethnography, Antropology of Siberia and neighboring territories*. Novosibirsk: IAET SB RAS Publ., 2020, vol. 26, pp. 43–50. (In Russ.).

33. Pulminov A.P. [To the history of the Yenisei River valley on the site of the Minusinsk trough in the Cenozoic]. *Chetvertichnyi period Sibiri* [The Quaternary of Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1966, pp. 91–105. (In Russ.).

34. Resheniya vsesoyuznogo stratigraficheskogo soveshchaniya po dokembriyu, paleozoyu i chetvertichnoy sisteme Sredney Sibiri (Novosibirsk, 1979). Chast III. Chetvertichnaya sistema. Obyasnitelnyye zapiski k regionalnym stratigraficheskim skhemam [Decisions of the All-Union stratigraphic meeting on the Precambrian, Paleozoic and Quaternary Systems of Central Siberia (Novosibirsk, 1979). Part 3. The Quaternary System. Explanatory notes to regional stratigraphic schemes]. Leningrad, VSEGEI Publ., 1983. 84 p. (In Russ.).

35. Rusanov G.G., Vazhov S.V. *Opornyye razrezy chetvertichnykh otlozheniy Gornogo Altaya (Bele, Kubadru, Chagan)* [Reference sections of the Quaternary deposits in Gorny Altai (Bele, Kubadru, Chagan)]. Biysk, 2014, 163 p. (In Russ.).

36. Stratigraficheskiy kodeks Rossii. Izdaniye tretye, ispravlennoye i dopolnennoye [Stratigraphic Code of Russia. Third edition]. Saint Petersburg, VSEGEI Publ., 2019. 96 p. (In Russ.).

37. Volkova V.S., Borisova B.A., Kamaletdinova V.A. Unifitsirovannaya regionalnaya stratigraficheskaya schema Sredney Sibiri (Taimyr, Sibirskaya platforma) [Unified regional stratigraphic scheme of Central Siberia (Taimyr, Siberian Platform): Explanatory Note]. Novosibirsk, 2010. 90 p. (In Russ.).

38. Fedotov A.N., Perfilova O.Yu., Ladygin S.V. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200 000. Seriya Minusinskaya. List N-46-XXV (Askiz). Obyasnitelnaya zapiska [Geological map of the Russian Federation with a scale of 1:200,000. Minusinsk series. Sheet N-46-25 (Askiz). Explanatory note]. Moscow, VSEGEI Publ., 2013. 240 p. (In Russ.).

39. Fedotov A.N. *Gosudarstvennaya geologiches*kaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1:200 000. Izdaniye vtoroye. Seriya Minusinskaya. List N-46-XX (Abakan). Obyasnitelnaya zapiska [Geological map of the Russian Federation with a scale of 1:200,000. Second edition. Minusinsk series. Sheet N-46-20 (Abakan). Explanatory note]. Moscow, VSEGEI Publ., 2019. 78 p. (In Russ.).

Проблемы возрастной и генетической диагностики...

Nº 10c ♦ 2021

40. Feniksova V.V. [Paleogeography of the nonglacial zone of the West Siberian Lowland in the Middle Pleistocene epoch]. *Chetvertichnyy period Sibiri* [The Quaternary of Siberia]. Moscow, 1966, pp. 232–244. (In Russ.).

41. Feniksova V.V. [Quaternary deposits of the Yenisei River valley from Krasnoyarsk to the Bolshoi Pit River mouth]. *Materialy po geologii Krasnoyarskogo kraya* [Materials on the Geology of Krasnoyarsk krai]. Moscow, 1960, pp. 149–167. (In Russ.).

42. Kheraskov N.N., Ilyina N.S. *Geologicheskaya karta SSSR masshtaba 1: 20 000. Seriya Altaye-Sayans-kaya. List N-46-XXVI. Obyasnitelnaya zapiska.* [Geological map of the USSR with a scale of 1:20,000. Altai-Sayan series. Sheet N-46-26. Explanatory note]. Moscow, Gosgeoltekhizdat Publ., 1963. 67 p. (In Russ.).

43. Tseitlin S.M. Sopostavleniye chetvertichnykh otlozheniy lednikovoy i vnelednikovoy zon Tsentralnoy Sibiri [Comparison of Quaternary sediments of glacial and non-glacial zones of Central Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1964. 187 p. (In Russ.).

44. Shpansky A.V. [Irysh elks *Megaloceros gigante-us* (Blum.) (Mammalia, Artiodactyla) of the south-eastern West Siberian Plain]. *Byulleten MOIP – Bulletin de la Société impériale des naturalistes de Moscou,* 2011, vol. 86, no. 1, pp. 18–30. (In Russ.).

45. Shpansky A.V. Skeleton of the giant deer *Megaloceros giganteus giganteus* (Blumenbach, 1803) (Mammalia, Artiodactyla) from the Irtysh region near Pavlodar. *Paleontological Journal*, 2014, vol. 48, no. 5, pp. 534–550. 46. Shpansky A.V. *Chetvertichnyye krupnyye mlekopitayushchiye Zapadno-Sibirskoy ravniny: usloviya obitaniya i stratigraficheskoye znacheniye. Avtoref. doct. dis.* [Quaternary large mammals of the West Siberian Plain: habitat conditions and stratigraphic significance. Author's abstract of DSc thesis]. Tomsk State University Publ., 2019. 40 p. (In Russ.).

47. Shpansky A.V., Vasilyev S.K., Pecherskaya K.O. The steppe elephant *Mammuthus trogonotherii* (Pohlig) from the Irtysh region near Omsk. *Paleontological Journal*, 2015, vol. 49, no. 3, pp. 304–325.

48. Komatsu G., Arzhannikov S., Gillespie A., et al. Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei river. *Geomorphology*, 2009, vol. 104, no. 3–4, pp. 143–164.

49. Shpansky A.V., Kuzmin Y.V. The MIS 3 megafauna of the southeastern West Siberia and the possibility of late survival of steppe mammoth (*Mammuthus trogontherii chosaricus*). *Radiocarbon*, 2021, vol. 63, no. 2, pp. 575–584.

50. Shpansky A.V., Svyatko S.V., Reimer P.J., Titov S.V. Records of *Bison priscus* Bojanus (Artiodactyla, Bovidae) skeletons in Western Siberia. *Russian Journal of Theriology*, 2016, vol. 15(2), pp. 100–120.

51. Yamskikh A.F., Yamskikh G.Y. Late Pleistocene and Holocene sediments of the polycyclic terraces in the Oya River valley in south Minusa depression. *Field Guidebook for the Global Continental Paleohydrology Meeting, Krasnoyarsk – Khakassia – Tuva Region*. Krasnoyarsk, 2001, pp. 136–145.

© М. В. Михаревич, А. В. Шпанский, 2021

УДК 551.76/.77:551.461.6

ИЗМЕНЕНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО БАЗИСА ДЕНУДАЦИИ В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ В РАЙОНАХ С РАЗНЫМ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ

И.С.Новиков

Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Глобальные изменения уровня Мирового океана связаны в первую очередь с медленными и продолжительными (10⁷–10⁸ лет) проявлениями плитной тектоники и быстрыми, но кратковременными (10³–10⁶ лет) процессами, связанными с изъятиями больших количеств воды в ходе формирования крупных континентальных ледниковых щитов и возвращения ее в Мировой океан в межледниковья. Воздействие тектонического фактора начиная с мела было однонаправленным, но неравномерным и привело к прерывистому снижению уровня Мирового океана с 250–300 м выше современного до текущего уровня, принимаемого за 0 м. Продолжительные периоды стабильного положения уровня Мирового океана во второй половине мела, палеогене и раннем неогене (300, 250, 200 и 150 м соответственно) привело к формированию вблизи этих уровней региональных поверхностей выравнивания. Более молодые поверхности никогда не срезали полностью прежний, более высокий уровень, оставляя его реликты в виде столовых возвышенностей на поверхности более молодого пенеплена. На тектонически пассивных участках гипсометрическое положение этих геоморфологических элементов и связанных с ними отложений имеет стратиграфическое значение, позволяя оценивать их возраст, а в случае их смещения – возраст и амплитуды неотектонических движений.

Ключевые слова: уровень Мирового океана, глобальный базис денудации, морские террасы, поверхности выравнивания.

CHANGE IN THE GLOBAL DENUDATION BASE IN THE LATE MESOZOIC AND CENOZOIC AND ITS INFLUENCE ON THE FORMATION OF GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE IN AREAS WITH VARIOUS NEOTECTONIC REGIMES

I.S. Novikov

V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the SB RAS, Novosibirsk, Russia

The data on regional geology, stratigraphy and geomorphology accumulated by now permit one to compile a reliable and fairly complete model of changes in the World Ocean level in the interval from the Cretaceous period to the present. Global changes in the level of the World Ocean are primarily associated with slow and prolonged $(10^7 - 10^8 \text{ y})$ manifestations of plate tectonics (spreading of the ocean floor and decrease in the area of continents against the background of the formation of mountain relief due to collision processes at their borders) and faster, but short-term (103–106 y.) processes associated with the withdrawal of large amounts of water during the formation of large continental ice sheets and its return to the World Ocean during interglacial periods. The impact of the tectonic factor throughout the entire period under review was unidirectional, but uneven and led to intermittent decrease in the World Ocean level from 250-300 m above the present level to the current level, taken as 0 m. Prolonged periods of stable position of the World Ocean level in the second half of the Cretaceous, Paleogene and Early Neogene at 300, 250, 200 and 150 m led to the formation of regional peneplanation planes near these levels. Moreover, younger surfaces have never completely cut off the previous, higher level, leaving its relics in the form of table elevations on the surface of the younger peneplain. In tectonically passive areas, the hypsometric position of these geomorphological elements and associated sediments has stratigraphic significance, allowing the researchers to estimate their age, and in the case of their displacement, to evaluate the age and amplitudes of neotectonic movements.

Keywords: World Ocean level, global denudation base, terraces, peneplanation planes.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-10c-69-85

Непостоянство уровня моря – давно и надежно установленный геологический факт, поскольку повсеместно наблюдается залегание морских отложений на континентах [23]. Наступления и отступления Мирового океана отражаются в геологическом строении осадочного чехла континентальных платформ и их окраин, что традиционно объясняется сочетанием тектонических движений и изменением количества воды. Реконструкция времени, амплитуды и скорости изменений уровня Мирового океана – достаточно сложная задача, поскольку они представляют собой продукт одновременного и иногда разнонаправленного воздействия не связанных между собой факторов [20]. Первые крупные обобщающие работы в этом направлении были опубликованы в конце 1950-х гг. [28], а относительно подробные модели изменения уровня Мирового океана появились только в конце 1970-х гг. [27], и еще около 20 лет понадобилось для того, чтобы научная общественность их признала хотя бы с оговорками.

Анализ механизмов изменения уровня Мирового океана [26] (рис. 1) показывает, что глобальные колебания – результат изменений объема воды в океане и объема океанических бассейнов; эти изменения вызваны не только ростом океанической коры и ледниковыми событиями, но также еще рядом факторов. Долгосрочные (10⁷-10⁸ лет) изменения медленные (не более 10 м/млн лет) и связаны со спредингом дна Мирового океана, осадконакоплением по периферии континентов в ходе их денудации и сокращением площади континентов на фоне их сжатия и увеличения мощности земной коры при коллизионных событиях [19]. Это разнонаправленные процессы. Увеличение темпов спрединга и сокращения земной коры на континентах приводит к снижению уровня Мирового океана, а увеличение морской седиментации – к повышению. Низкие уровни тектонической активности на рубеже раннего и позднего мела наряду с поступлением большого количества терригенного материала в Мировой океан при пенепленизации континентов вызвали повышение уровня Мирового океана до 250-300 м выше современного с затоплением окраин континентов. Новый уровень стал на этом этапе базисом денудации континентов, на которых была сформирована планетарная поверхность выравнивания, покрытая мощной корой химического выветривания. Основной механизм быстрого изменения количества воды в океане – рост и распад континентальных ледяных щитов, которые вызывают изменения уровня моря с большой скоростью и амплитудой (от 40 до 200 м/ тыс. лет). Другие процессы изменения объема воды (тепловое расширение и сжатие морской воды, колебания запасов грунтовых вод и озер) могут вызывать быстрые глобальные изменения уровня Мирового океана (10 м/тыс. лет), но с небольшими амплитудами (не более 5–10 м) [16], поэтому их влияние мало заметно на фоне действия других факторов.



Рис. 1. Основные факторы изменения уровня Мирового океана по [10]

Континенты и их окраины содержат геологическую летопись изменений уровня Мирового океана продолжительностью более миллиарда лет. Первые работы по воссозданию изменений уровня Мирового океана по стратиграфическим данным для временного диапазона 10-100 млн лет были проведены в начале 1960-х гг. [22]. П. Вейл и его коллеги из Exxon Production Research Company развили это направление с использованием сейсмических данных на обширные территории и представили первую глобальную модель изменения уровня Мирового океана [27]. Впоследствии указанные исследования были продолжены [15, 21], и полученная кривая изменения уровня Мирового океана получила в литературе название кривой Хага – Вейла. Первоначально результаты стали объектом жесткой критики [13], но успешное практическое использование и подтверждение прогнозов, сделанных на их основании, доказали правоту авторов открытия даже наиболее авторитетным исследователям, поначалу его критиковавшим. Они признали принципиальную правильность кривой, и предметом дискуссия остается только вопрос абсолютных амплитуд колебаний [5, 12, 17, 24].

Кривая Хага – Вейла основана на геологических данных по многим регионам мира; на этом основании было получено представление об относительной величине колебаний уровня Мирового океана



Рис. 2. Изменение уровня Мирового океана по [14, 15, 27] и его влияние на формирование системы поверхностей выравнивания: SP₁ – ранненеогеновой, SP₂ – ранне-среднепалеогеновой, SP₃ – позднемеловой, SP₄ – среднемеловой

[27]. Относительная кривая была масштабирована по шкале Питмана [19]. Кривая многократно дорабатывалась. Последние уточнения были сделаны в середине 2000-х гг. на основе сейсмостратиграфических материалов по Аравийскому полуострову [14] (рис. 2). В настоящее время кривая Хага – Вейла широко используется в нефтяной геологии, будучи неотъемлемой частью специализированных программных комплексов бассейнового моделирования. Она является также элементом мировой стратиграфической шкалы наряду с палеомагнитной и кислородно-изотопной кривыми [11, 26].

Следы изменения глобального базиса денудации в разных геолого-геоморфологических обстановках

Стабильное положение уровня Мирового океана на протяжении 10–30 млн лет на фоне тектонического покоя приводит к формированию региональных поверхностей выравнивания. Таких эпох в постъюрское время было четыре (рис. 3). Длительное стабильное положение базиса денудации связано с динамическим равновесием двух разнонаправленных факторов: рост емкости океанических бассейнов в ходе медленного спрединга уравновешивается поступающими в бассейны продуктами денудации континентов, и в целом емкость океанических бассейнов остается стабильной. В силу большой инерции геоморфологической системы реликты денудационных равнин периодов тектонического покоя до сих пор сохранились в рельефе в разных геолого-геоморфологических обстановках. При детальной геоморфологической съемке крупных масштабов такие элементы выявляются надежно.

š

10c

◆ 202

В разные годы при съемочных работах м-ба 1:50 000 автор сталкивался с данным феноменом:



Рис. 3. Кривая изменения уровня Мирового океана по [14] и продолжительность эпох регионального выравнивания: SP₁ – ранненеогеновой, SP₂ – ранне-среднепалеогеновой, SP₃ – позднемеловой, SP₄ – среднемеловой

в 1992–1994 гг. при проведении геоморфологической съемки 24 номенклатурных листов в Анабаро-Уджинском междуречье на севере Средней Сибири [6, 7]; в 1999 и 2011–2012 гг., когда было отснято девять листов на территории Курайского хребта Горного Алтая [8]; в 2018 г. при съемке восьми листов на Салаирском кряже [2]; в 2017–2020 гг. при выполнении геоморфологической съемки семи листов на площади западного окончания Крымских гор и примыкающих к ним равнинных территорий [9].

Изменение уровня Мирового океана как глобального базиса денудации имеет большое стратиграфическое значение. На древних платформах, не испытавших неотектонической активизации, абсолютные высоты денудационных уровней часто прямо указывают на возраст их осадочных чехлов; если же территория вовлекалась в тектонические движения, в пределах каждого блока сохраняется стратиграфическое значение относительного расположения уровней и сопутствующих им рыхлых отложений; абсолютные высоты в этой ситуации значения уже не имеют.

На имеющихся у нас материалах рассмотрим, как в разных геолого-геоморфологических условиях проявляются изменения уровня Мирового океана.

Северная часть Среднесибирского плоскогорья

Изученная территория находится в зоне многолетнемерзлых пород к северу от 71° с. ш. Она сложена слоистыми раннекембрийскими битуминозными карбонатами, очень полого (0°30′—1°30′) падающими к северо-западу. В геоморфологическом отношении площадь представляет собой ступенчатую денудационную равнину с абсолютными отметками денудационных уровней от 20 до 250 м, расчлененную эрозионными долинами, которые приурочены к регулярной сети зон трещиноватости (рис. 4).

sla

sl.

sld

10 KM

sp₂

al

sld

sl

5

113°47

Смещений по ослабленным зонам не установлено. Склоны долин делятся на три класса. Крутые обвально-осыпные склоны (30° и более) связаны с врезанием речной сети в плейстоцене вследствие резких падений уровня Мирового океана во время оледенений. В силу маловодности большинства водотоков врезание затронуло только крупные водотоки класса Анабара, а в их притоках оно проявляется только в приустьевых частях. Урез воды р. Анабар, впадающей в море Лаптевых в 300 км севернее, составляет 7-9 м. Десерпционные склоны (8-10°) также связаны с активизацией эрозии в плейстоцене и обычно замещают вверх по склону крутые склоны эрозионных долин, отделяясь от них отчетливой бровкой. Оба указанных типа склонов практически лишены чехла рыхлых осадков. На обвально-осыпных склонах они отсутствуют полностью, не накапливаясь даже в их основании, поскольку этот тип склонов нижней части граничит с поймой и все поступающие со склонов обломки вовлекаются в аллювиальный процесс. На десерпционных склонах имеется прерывистый чехол щебнистого материала (0-0,5 м), подвижный настолько, что почвообразование не происходит. Пологие солифлюкционные склоны (2-3°) покрыты относительно мощным (2-3 м) слоем суглинков и осложнены густой сетью деллей. На них развиты маломощный почвенный покров и лесотундровая растительность. Несмотря на малые углы наклона они достаточно динамичны из-за переувлажнения при сезонном оттаивании.

Площадки денудационных уровней субгоризонтальны и структурно не обусловлены, поскольку не совпадают с элементами залегания коренных пород. Их территория покрыта двучленным плащом рыхлых осадков мощностью 7–32 м, нижнюю часть которого составляют аллювиально-пролюви-



 sp_4

Рис. 4. Фрагмент крупномасштабной геоморфологической карты Анабаро-Уджинского междуречья (северная часть Среднесибирского плоскогорья)

Генетически однородные поверхности: аккумулятивные: al₁ – голоценовых пойм и первых надпойменных террас нерасчлененные; денудационные: плейстоценовых цокольных террас: al_{III} – третьей, al_{IV} – четвертой; плиоценовой цокольной террасы: al_V – пятой; поверхностей выравнивания: sp₁ – ранненеогеновой, sp₂ – палеогеновой, sp₃ – позднемеловой, sp₄ – среднемеловой (?); склоны долин: sl₁ – пологие солифлюкционные, sl₂ – средней крутизны десерпционные, sl₃ – крутые обвально-осыпные, sld – пологие денудационные

113°42'

sld

71°15 сш sp₂

sl,

alıv
альные осадки мощностью 4-27 м, приуроченные к уровням регионального выравнивания и имеющие возраст от позднего мела до позднего неогена в зависимости от высотного положения. Распространенная повсеместно верхняя часть плаща мощностью 3-5 м представлена льдистыми (местами до 50-70 %) эоловыми суглинками плейстоценового возраста. Денудационные уступы между разновозрастными уровнями перекрыты сплошными делювиальными шлейфами, состоящими из суглинистого материала. Несмотря на малые отличия в угле наклона от обрамляющих их солифлюкционных склонов (0° и 2-3° соответственно), реликты денудационных уровней уверенно дешифрируются на аэрофотоснимках за счет того, что в их пределах широко развиты процессы термокарста и морозного пучения, придающие им характерный пятнистый фототон, резко контрастирующий со струйчатым деллевым рисунком обрамляющих склонов.

На изучаемой территории по высотному положению выделяются четыре высотных уровня планации, соответствующих длительным периодам относительно стабильного положения уровня Мирового океана. Поверхность четвертого уровня (222–242 м) сохранились в виде относительно небольших фрагментов, обычно не превышающих 5-8 км в поперечнике. Она лишена чехла рыхлых отложений и представляет собой цоколь денудационной равнины. Ее возраст геологическими методами определяется как послетриасовый, поскольку за пределами рассматриваемой площади она выработана в триасовых эффузивах. По высотному положению мы предполагаем для нее среднемеловой возраст. Поверхность третьего уровня (203-211 м) развита в виде обширных уплощенных водоразделов протяженностью до 20-30 км. Под покровными отложениями в ее пределах обнаружены карстовые полости с сохранившимися водосборными воронками, заполненные осадками мелового возраста. Высотные отметки поверхности второго уровня в пределах 165-185 м. Размеры сложенных ею водоразделов местами достигают 20 км в поперечнике. В областях развития поверхностей более высоких уровней она представлена фрагментами придолинных педиментов. Для нее характерны развитие покровного комплекса в полном объеме и значительно меньшая, чем у дневной поверхности, изменчивость высотных отметок цоколя. В покровных галечниках найдены палинологические остатки палеогенового возраста. Поверхность первого уровня имеет высотные отметки 142-158 м, развита в бортах долины р. Анабар и его крупных притоков и формировалась в виде придолинных педиментов. В покровном комплексе обнаружена смесь палеогеновых и неогеновых споро-пыльцевых комплексов, что в сочетании с высотными отметками позволяет отнести время ее формирования к раннему неогену. Гипсометрически ниже расположена лестница цокольных террас р. Анабар (20-25 м,

40—42 м, 63—65 м, 70—80 м, 94—110 м, 120—130 м), отражающая прерывистое и относительно быстрое снижение уровня Мирового океана в позднем плиоцене и плейстоцене.

Рассмотренная последовательность датированных поверхностей выравнивания севера Сибирской платформы хорошо согласуется с кривой изменения уровня Мирового океана. При этом к собственно денудационным поверхностям выравнивания следует отнести только ранненеогеновую, в то время как в формировании более древних, судя по их высотному положению, значительную роль играли абразионные процессы, а более низкие уровни формировались локально под воздействием боковой эрозии водотоков. Набор генетически однородных поверхностей в данном районе можно считать эталонным в силу хорошей сохранности и морфологической выраженности.

Крымские горы и их предгорья

В геологическом отношении изученная территория представляет собой систему тектонических пластин, сложенных флишем позднетриасовой – раннеюрской таврической серии, среднеюрскими аргиллитами, кварцитовидными песчаниками и конгломератами, верхнеюрскими мраморизованными известняками, а также раннемеловыми глинами и мергелями, туфопесчаниками и тектоническими меланжами перечисленных пород; эта система регрессивно перекрывается не содержащей крупных несогласий толщей морских известняков, мергелей, глин и галечников позднемелового, палеогенового и ранненеогенового возраста.

В пределах юго-западного Крыма аккумулятивные поверхности не очень разнообразны по типам рельефообразующих процессов, но занимают значительные площади в пределах Внешней гряды Крымских гор (рис. 5).

Морские террасы образуют плоские водоразделы Внешней гряды Крымских гор. Представлены все морские террасы, известные в Средиземноморском и Черноморском регионах [28].

Миоценовая равнина (150–160 м) сложена белесыми глинами, мергелями и известняками сарматского яруса. (Здесь и далее в скобках указывается высота их первичного образования, которая сохраняется только при отсутствии неотектонических деформаций.) Миоценовая аккумулятивная морская равнина образует наиболее высокие аккумулятивные уровни водоразделов Внешней гряды. В сторону Крымских гор она замещается миоценовой абразионной равниной, которая является субгоризонтальной денудационной поверхностью, срезающей домиоценовые геологические образования. Линия их контакта представляет собой береговую линию миоценового (ранненеогенового) времени.

Позднеплиоценовая вторая чаудинская терраса (120—140 м) сложена красно-бурыми суглинками, мергелями и серыми галечниками. Располо-





жена гипсометрически ниже миоценовой морской равнины, отделена от нее отчетливым уступом.

Раннечетвертичная первая чаудинская (90-110 м), среднечетвертичная эвксинская (75-80 м),

Рис. 5. Фрагмент крупномасштабной геоморфологической карты Внешней гряды Крымских гор

Аккумулятивные: морские террасы: m_1 – новочерноморская, m_2 – карангатская, m_3 – эвксинская, m_4 – первая чаудинская, m_5 – вторая чаудинская, m_6 – сарматская; kl_3 – обвальные тела, kl_4 – оползневые тела; аллювиальные: al_1 – пойма и первая терраса, al_2 – вторая терраса; пролювиальные: pl_1 – конусы выноса, pl_2 – шлейфы; ta – отвалы карьеров; *deнуdaциoнные: поверхности выравнивания*: sp? – неустановленного возраста, sp_1 – миоценовая, sp_2 – палеогеновая, sp_3 – позднемеловая; стенки отрыва: slk_1 – обвалов, slk_2 – оползней; sld_3 – делювиальные склоны крутые и умеренно-крутые; избирательной денудации (карстовые): склоны: sk_4 – крутые, sk_3 – пологие, равнины: fk_2 – холмистые, fk_1 – плоские; склоны эрозионных долин: sle_1 – крутые, sle_2 – средней крутизны, sle_3 – пологие; slt – тектоногенные уступы; абразионные уступы: slm_1 – крутые, slm_2 – средней крутизны, slm_3 – пологие; td – карьеры; *deнydaцuoнно-аккумулятивные (цокольные)*: fm_1 – новочерноморская, fm_2 – карангатская, fm_3 – эвксинская, fm_4 – первая чаудинская, fm_5 – вторая чаудинская

позднечетвертичная карангатская (18–45 м) и голоценовая новочерноморская (3-5 м) террасы составлены серыми галечниками и вложены в миоценовые и позднеплиоценовые образования. Толщина галечникового чехла 3-5 м. При его наличии уступы между террасами плохо выражены в рельефе. В южном направлении толщина чехла истончается и исчезает сначала на высоких террасах (к югу от долины Бельбека он присутствует только на новочерноморской, карангатской и эвксинской террасах), а к югу от Севастопольской бухты все террасы, включая новочерноморскую, полностью лишены чехла и в рельефе выражены в виде абразионных равнин, выработанных в сарматских отложениях. К северу от Севастопольской бухты террасы (кроме новочерноморской) образуют поверхность плоских водоразделов Альма – Кача, Кача – Бельбек, Бельбек – Черная и Севастопольская бухта. Черноморская терраса представлена только в устьях рек в виде реликтов палеолагун.

Поверхности морских террас и соответствующих им абразионных равнин, имеют небольшой наклон на запад (0,5–1,5°), увеличивающийся до 2–3° в восточной части водораздельных плато Внешней гряды Крымских гор в связи с вовлеченностью в слабые неотектонические поднятия. Ширина террас обычно 2–3 км, а протяженность отдельных фрагментов зависит от ширины водоразделов и в рассматриваемом районе составляет 5–10 км.

Обвалы и оползни приурочены к крутым береговым обрывам, крутым склонам долин и балок, а также крупных денудационных понижений между грядами Крымских гор. Поверхность тел обвалов и оползней неровная с валами, буграми и заболоченными западинами в тыловой части. Углы склонов ее неровностей обычно в пределах 0–20°.

Пролювиальные конусы сложены галечниками и валунниками, приурочены к выходам V-образных эрозионных долин в долины крупных рек или в продольные денудационные впадины между грядами Крымских гор. Их поперечные размеры колеблются от 200–300 до 1000–1200 м. Углы наклонов поверхности 4–5°.

Пролювиальные шлейфы образуют плоские аккумулятивные днища балок, сложены галечниками и суглинками. В крупных балках протяженность шлейфов может достигать 4–5 км, ширина – 1000 м. Углы наклона их поверхности обычно 2–3°.

Аллювиальные террасы представлены в основном поймами, первыми и вторыми надпойменными террасами. Из-за длительных периодов снижения уровня моря ниже современного на 50-100 м в ходе плейстоценовых оледенений все крупные речные долины Крыма переуглублены. Переуглубления заполнены голоценовым песчано-глинистым аллювием поймы и первой террасы, образующих плоское днище долин, что придает им ящикообразный облик. Пойма и первая надпойменная террасы разделены уступом высотой до 3-5 м. На картах они показаны в виде нерасчлененного комплекса, который занимает все дно долин основных рек и в пределах рассматриваемой территории имеет ширину 400-850 м. Ширина дна долин при пересечении ими тел крупных оползневых массивов снижается до 100-150 м. Пойма и первая надпойменная терраса сложены песчано-глинистыми осадками с отдельными прослоями мелкой гальки. Вторая надпойменная терраса возвышается над первой на 15-25 м. Она развита фрагментарно. Ширина наиболее крупных фрагментов достигает 500 м, а протяженность 4,5 км. Сложена она валунно-галечными отложениями с размерами валунов до 15-20 см. Поверхности поймы и первых двух надпойменных террас субгоризонтальные с углами наклона менее 1°.

Антропогенные аккумулятивные образования представлены разнообразными насыпями и отвалами, большинство из которых не может быть изображено в м-бе 1:50 000. Наибольших размеров достигают отвалы крупных карьеров по добыче строительных материалов. Это плосковершинные холмы с углами склонов 30–35°, размером в поперечнике до 800 м.

Денудационные элементы рельефа широко распространены в пределах юго-западной части Крыма, особенно в пределах Внутренней и Главной гряд Крымских гор (рис. 6). Они представлены поверхностями выравнивания, стенками отрыва обвалов и оползней, склонами комплексной денудации, формами карстовой денудации (польями), склонами эрозионных долин, тектоногенными уступами, абразионными уступами и разнообразными формами антропогенной деструкции.

Поверхности выравнивания ранее были здесь широко развиты, но к настоящему времени в значительной степени уничтожены в ходе расчленения





территории и сохранились только на вершинах гряд Крымских гор. Выделяются три возрастные генерации поверхностей выравнивания, формировавшиеся на рубеже раннего и позднего мела, в раннем – среднем палеогене и в раннем неогене [1]. Наиболее полно все три уровня представлены на плоских водоразделах (яйлах) Главной гряды Крымских гор, где они разделены денудационными уступами. Размеры сохранившихся фрагментов до 4–5 км в поперечнике. Абсолютные высоты достигают здесь 1100 м, соответственно, вертикальная амплитуда неотектонического поднятия составляет до 800 м. Поверхности выравнивания на яйлах Главной гряды срезают сложно дислоцированную толщу юрских известняков. Микрорельеф их поверхности сильно изменен вторичными карстовыми процессами. Поверхность осложнена множеством карстовых воронок диаметром до 100–150 м, число которых достигает нескольких десятков на 1 км². За вычетом участков, измененных карстовыми процессами, наклон поверхностей выравнивания не превышает 2–3°. На наиболее возвышенных участках водоразделов Внешней гряды сохранились фрагменты миоценовой поверхности выравнивания (до 2–3 км в поперечнике), почти не измененной карстовыми процессами. На водоразделах Средней гряды сохранились фрагменты всех трех поверхностей выравнивания, имеющие обычно вытянутую в плане форму, ширину до 500 м и длину до 5 км. Карстовые формы на них развиты слабо.

Длина стенок отрыва обвалов и оползней обычно первые сотни метров, высота первые десятки метров, и они не могут быть выражены в м-бе 1:50 000. У наиболее крупных оползней юго-восточного склона Внешней гряды, расположенных в месте ее пересечения долинами рек, протяженность стенок отрыва достигает 8–10 км, высота 50–60 м. Судя по тому, что они часто расчленены долинами временных водотоков, а углы наклона сохранившихся участков составляют 35–40°, эти крупные оползни не моложе позднего плейстоцена. Крупные стенки отрыва обвалов характерны для южного склона Главной гряды, где протяженность их отдельных участков достигает 10–15 км, высота составляет 250–450 м, углы наклона до 60–80°.

Склоны комплексной денудации распространены только в водораздельных частях Главной и Внутренней гряд Крымских гор, где разделяют разные возрастные уровни поверхностей выравнивания. Их высота обычно 50–100 м, протяженность может достигать 3–5 км, а углы наклона 30–35°.

Формы карстовой денудации распадаются на две большие группы. *Первую* образуют широко развитые на плоских водоразделах Главной гряды карстовые воронки шириной до 200 м и глубиной до 15–25 м со склонами от 15–20° до 40° и более. Из-за небольших линейных размеров они не могут быть изображены в м-бе 1:50 000. *Вторую* группу формируют огромные депрессии (ширина по бровкам бортов 6,5–7,5 км, протяженность от 13–15 до 35 км и более), разделяющие Внешнюю, Внутреннюю и Главную гряды Крымских гор и именуемые в литературе «продольными депрессиями».

Продольные депрессии между грядами Крымских гор образованы следующими генетически однородными элементами: крутыми бортами, пологими бортами, плоскими днищами и холмистыми возвышенностями днищ. Крутые борта образуются, когда склоны полий наклонены в направлении противоположном направлению общего падения карбонатной толщи, в которой они выработаны. Обычно они имеют юго-восточную экспозицию. Протяженность отдельных их сегментов от 5 до 15 км, углы наклона от 25-30 до 45° и более, вплоть до отрицательных с образованием протяженных навесов. Высота от 100 до 250 м. Пологие борта образуются, когда их экспозиция (обычно северозападная) совпадает с общим падением слоистой толщи, в которой они выработаны. Протяженность отдельных сегментов 3-7 км, ширина 2,7-3,4 км, углы наклона 10-15, реже до 25°. Днища депрессий выработаны в глинах и глинистых мергелях. Их ширина 1-3 км, протяженность отдельных сегментов 3–13 км, углы наклона поверхности 5–6°. В их пределах выделяются *холмистые возвышенности,* обычно имеющие изометричную форму 1–2 км в поперечнике, возвышающиеся до 50–80 м, с плоскими вершинами и углами наклона склонов 10–15°.

Формирование северной продольной депрессии не могло начаться раньше формирования морской среднечетвертичной эвксинской террасы, поскольку до этого базис денудации находился выше уровня дна депрессии.

Склоны эрозионных долин являются наиболее распространенным типом генетически однородных поверхностей в пределах рассматриваемой территории. По углам наклона и интенсивности формирования они разделяются на три группы: крутые эрозионные склоны, эрозионные склоны средней крутизны и пологие эрозионные склоны.

Крутые эрозионные склоны характерны для интенсивно врезающихся или врезавшихся в недавнем прошлом эрозионных долин. Они образуют борта V-образных долин временных и постоянных водотоков, а также ящикообразных долин крупных рек (Альмы, Качи, Бельбека). Склоны обычно имеют угол естественного откоса, который здесь составляет 31-36°. У недавних врезов в верховьях водотоков на отдельных участках крутизна может достигать 45° и более. Днищу продольной депрессии между Внешней и Внутренней грядами V-образные долины не свойственны. Расположенное гипсометрически выше днище продольной депрессии между Внутренней и Главной грядами, напротив, сильно расчленено эрозионными долинами, и от собственно поверхности днища остались только плоские участки водоразделов между соседними долинами. Крутые склоны редко образуют склоны балок, дренирующих водоразделы Внешней гряды за исключением междуречья Качи и Бельбека, которое представляет собой относительно приподнятый блок, подвергшийся интенсивному эрозионному расчленению. Более всего в пределах рассматриваемой территории они распространены в южном окончании Внутренней гряды, расчлененной V-образными долинами до состояния бедленда.

Эрозионные склоны средней крутизны формируются на месте крутых эрозионных склонов при затухании эрозионного процесса и выполаживании бортов эрозионных долин склоновыми процессами до углов наклона 15–20°. Они широко представлены на водоразделах Внешней гряды и несколько меньше на южном окончании Внутренней гряды.

Пологие эрозионные склоны имеют углы наклона поверхности 8–10° и характерны для водоразделов внешней гряды, где образуют склоны балок на начальных этапах формирования и верховья долин, до которых еще не добралась ретроградная эрозия. Образуются на начальной стадии формирования дренажной сети на плоских поверхностях с малыми уклонами, когда ведущую роль играет плоскостной смыв. š

Тектоногенные уступы не типичны для рассматриваемой территории. Встречаются на водоразделах Главной гряды, где смещают лестницу поверхности выравнивания. Во всех известных случаях они имеют северо-восточное простирание. Скорее всего, тектоногенные уступы связаны с растяжениями в ходе формирования неотектонической моноклинали Крымских гор и являются сбросами. Представляют собой уступы высотой до 100–120 м, протяженностью до 6 км, с углами наклона поверхности 30–35°, местами до 40°.

Абразионные уступы опоясывают изучаемую площадь с запада и юга и являются наиболее динамически развивающимся ее элементом. Скорость отступания берега очень неравномерна и составляет от 500 до 2 см в год. Выделяются свежие абразионные уступы с углами наклона 50° и более. Они прослеживаются практически по всему побережью, но наиболее активно развиваются к северу от Севастопольской бухты, где берег представлен глинами, галечниками и рыхлыми известняками. Южное побережье, сложенное на значительном протяжении юрскими мраморизованными известняками, более устойчиво. Над активно развивающимся современным абразионным уступом сохранился реликтовый абразионный уступ, который сглажен склоновыми процессами до углов естественного откоса – 30–35°. На водоразделах Внешней гряды между уровнями высоких морских террас местами сохранились древние береговые уступы. Они сильно изменены склоновыми процессами и приобрели углы наклона 10–15°.

Курайский хребет Горного Алтая

В геологическом отношении рассматриваемый участок Курайского хребта сложен сильно дислоцированными и метаморфизованными карбонатными, терригенными и эффузивными отложениями позднего протерозоя и раннего палеозоя.

Рассматриваемый участок (рис. 7) принадлежит единому в неотектоническом отношении блоку осевой части Курайского хребта, отделенному от его западного окончания новейшим грабеном, к которому приурочена р. Кубадру. В конце плиоцена-плейстоцене данный блок испытал быстрое поднятие, фиксируемое во впадинах обрамления буроцветной молассой, которое выделяется в качестве башкаусской свиты [3]. Вертикальная амплитуда поднятия блока составила около 2300 м, судя по отсутствию выраженных наклонов вершинной поверхности, без каких-либо его изгибов или перекосов. Рассматриваемая территория занимает пограничное положение относительно характера плейстоценового оледенения, носившего к северу от нее покровный характер, а к югу – горно-долинный. Большая, наиболее возвышенная и уплощенная ее часть подверглась слабому покровному оледенению, приведшему к формированию изометричных в плане пологосклонных понижений глубиной 200-300 м размером 2-3 км в поперечнике. У них уплощенное заболоченное днище, покрытое чехлом делювиально-солифликционных отложений. Склоны понижений имеют вогнутый профиль, лишены рыхлых отложений и сформированы процессами экзарации. Их уклон обычно составляет 7–12°, экзарационные склоны северной экспозиции иногда имеют крутизну, близкую к 20°. Понижения, раскрывающиеся к северо-востоку, помимо перечисленных элементов, в верховьях преобразованы в кары с аккумулятивными моренными и местами плоскими экзарационными днищами и крутыми (38° и более) обвально-осыпными бортами. Выраженный троговый характер имеет долина р. Кубадру, днище которой занято моренами с вложенным постледниковым аллювиальным комплексом.



Рис. 7. Фрагмент крупномасштабной геоморфологической карты Курайского хребта (Горный Алтай)

Генетически однородные поверхности: акку*мулятивные*: gl₂ – стадиальных и донных морен позднеплейстоценового оледенения, gl₂+slg₂ позднеплейстоценовых морен на склонах ледниковых долин, dl+sf – делювиально-солифлюкционных днищ экзарационных форм, pl - конусов выноса из голоценовых эрозионных врезов, al₁ – голоценовых пойм и первых надпойменных террас нерасчлененные; денудационные: поверхностей выравнивания: sp₁ – ранненеогеновой, sp₂ – палеогеновой, sp₃ – позднемеловой, sp₄ – среднемеловой; позднеплейстоценовых ледниковых долин: rb – выпаханных днищ, slg₁ – бортов трогов и каров крутых, slr₁ – крутых выпаханных склонов, slr₂ – пологих выпаханных склонов, sld – доплейстоценовых делювиальных склонов, sle₁голоценовых эрозионных долин

№ 10c ♦ 2021-

Характерны также наложенные пролювиальные конусы выноса из эрозионных долин, соединяющих висячие днища экзарационных понижений водораздельной области с днищем трога Кубадру. Перепад между днищем р. Кубадру и днищами экзарационных понижений составляет 250-350 м. Склоны трога Кубадру покрыты сплошным моренным чехлом; двигавшийся по нему ледник был образован слиянием ледников левых притоков этой реки, формировавшихся в пределах более высокого (до 3500 м) Кубадринского горного массива, который начинался сразу за западным обрезом рассматриваемой территории. Объединенный ледник не помещался в долине р. Кубадру, что фиксируется по его краевым моренам, вдвинутым в устьевые части экзарационных понижений водораздела.

Уплощенный водораздел при его съемке в м-бе 1:50 000 распадается на серию уплощенных уровней, разделенных денудационными уступами. Данная картина, если отвлечься от абсолютных высотных отметок денудационных уровней, морфологически очень напоминает лестницу денудационных уровней севера Сибирской платформы. Поверхности уступов между уровнями имеют угол наклона 8-12° и не похожи на широко развитые в Горном Алтае тектоногенные уступы высотой 300-400 м с углами наклона около 28°. Всего в пределах рассматриваемого участка выделяются четыре денудационных уровня, которые срезают геологические структуры (метаморфическую толщу с телами гранитогнейсов с общим падением 60° к северо-западу) и являются поверхностями выравнивания. Нижний уровень имеет абсолютные высоты 2400-2500 м, второй -2560-2590, третий - 2535-2545, четвертый, образующий главный водораздел, - 2680-2690 м. Учитывая цикличность осадконакопления в предгорных впадинах Горного Алтая и сопоставляя ее с высотой денудационных уступов и кривой изменения уровня Мирового океана, можно предположить ранненеогеновый возраст для первого уровня, палеогеновый для второго, позднемеловой для третьего и среднемеловой для четвертого. Несколько увеличенную высоту уступа между первым и вторым уровнями можно связать с начавшейся в позднем олигоцене фазой медленных неотектонических деформаций в регионе, фиксируемых в разрезах межгорных впадин грубообломочной позднеолигоценовой карачумской свитой [4]. Начавшиеся в позднем плиоцене блоковые деформации и общий подъем территории прервали формирование поверхностей выравнивания, и с этого времени в ее пределах преобладали процессы линейной денудации водного и ледникового генезиса с формированием аккумулятивных равнин в межгорных впадинах.

Салаир

Изученная территория включает северную часть Салаира (около 10 % его общей площади) и участок Буготакско-Сокурской возвышенности,

примыкающей к Салаиру с севера (рис. 8). Выбранный участок может служить эталоном при изучении геоморфологического строения Салаира, поскольку в его пределах представлены все типы его геоморфологических элементов.

Склоны на месте тектоногенных уступов не характерны ни для территории Салаира, ни для Буготакско-Сокурской возвышенности. В пределах эталонного участка они выявлены только вдоль северной границы Салаира, где образуют уступ высотой 100-120 м, связанный с новейшим разломом широтного простирания. Поверхность уступа сильно выположена и имеет углы наклона 10-15°, в то время как для позднеплейстоценовых тектоногенных уступов Алтае-Саянской области типичны углы наклона 28-32°. Вдоль уступа не выявлено сейсморазрывов и сейсмогравитационных явлений. На этом основании можно предположить, что движения по формирующему его новейшему разлому прекратились не позднее среднего плейстоцена. Об этом же свидетельствует наличие на поверхности уступа позднеплейстоценовых лессовидных суглинков.

Реликты поверхностей выравнивания широко распространены на водоразделах Салаира и Буготакско-Сокурской возвышенности. Они представляют собой субгоризонтальные (0–2°) денудационные равнины, срезающие породы палеозоя и мезозоя. Высотное положение и характер расчленения поверхностей выравнивания резко различаются.

В пределах рассмотренной части Буготакско-Сокурской возвышенности поверхности выравнивания слагают цоколи широких (до 10–15 км) водоразделов, где перекрыты чехлом плейстоценовых лессовидных суглинков. Под покровом лессовидных суглинков широко развиты два уровня поверхностей выравнивания с абсолютными отметками 220–330 и 260–290 м, разделенные извилистыми денудационными уступами. На верхнем уровне возвышаются изолированные холмы, сложенные палеозойскими породами с высотными отметками 330–340 м. На нижних двух уровнях развита площадная кора выветривания каолинового профиля мощностью от 2–3 до 20 м (реже 30–50 м).

Учитывая изменения уровня морского бассейна, служившего в меловое и палеогеновое время базисом денудации при региональном выравнивании, можно заключить, что на Буготакско-Сокурской возвышенности 1) представлены все три уровня поверхностей выравнивания, которые могли сформироваться в ходе эпохи тектонического покоя (ранне-позднемеловой, раннемеловой – раннепалеогеновый и ранне-среднепалеогеновый); 2) высотные положения всех трех уровней близки к высотам базисов денудации соответствующего возраста, а рассмотренная территория была пассивна на неотектоническом этапе и не испытывала ни поднятия, ни погружения.

В изученной части Салаирского кряжа поверхности выравнивания слагают узкие протяженные



Рис. 8. Фрагмент крупномасштабной геоморфологической карты Салаирского кряжа

1 – пойма и I–IV террасы нерасчлененные (al); 2 – реликты среднемеловой поверхности выравнивания на вершинах монадноков (sp₄); 3 – позднемеловая – раннепалеогеновая поверхность выравнивания (sp₃); 4 –ранне-среднепалеогеновая поверхность выравнивания (sp₂); 5 – позднемеловая – раннепалеогеновая поверхность выравнивания под покровом лессовидных суглинков (sp₃e); 6 – ранне-среднепалеогеновая поверхность выравнивания под покровом лессовидных суглинков (sp₂e); 7 – пологие деллювиальные склоны (sld₁); 8 – очень пологие деллювиальные склоны (sld₂); 9 – крутые эрозионные склоны (sle); 10 – денудационные склоны средней крутизны на месте тектоногенных уступов (slt)

водоразделы субширотного и субмеридионального простираний, ширина водоразделов 1-4 км, а протяженность 12-17 км. В северной части Салаира широко развита одна поверхность выравнивания, полого наклоненная на юго-запад. Образованные ею водоразделы плавно без уступов и перегибов снижаются в этом направлении с 470-490 до 370-380 м. Уклон составляет около 100 м на 10 км, или примерно 0°30'. Над этой поверхностью возвышаются многочисленные монадноки с относительными высотами 20-30, редко до 50 м. На юго-западе эталонного участка по долинам крупных рек в нее вложена денудационная поверхность, отделенная пологим извилистым уступом с аналогичным наклоном на юго-запад и высотными отметками, постепенно снижающимися с 350-360 до 280-290 м. На поверхностях выравнивания широко развита кора выветривания каолинового профиля. На вершинах монадноков она отсутствует. Повсеместно поверхности выравнивания перекрыты лессовидными плейстоценовыми суглинками бачатской и еловской свит мощностью до 25 м.

Как на Буготакско-Сокурской возвышенности, так и на Салаире поверхности выравнивания на отдельных участках перекрыты палеогеновыми красноцветными глинами вагановской свиты (₽₂vg) мощностью до 10 м и неогеновыми желтыми щебнистыми глинами меретской свиты (N₁mr) мощностью 5–10 м, занимающими структурную позицию между корой выветривания и покровными лессовидными суглинками.

Морфометрические характеристики поверхностей выравнивания Салаирского кряжа и их соотношения к сингенетичным и эпигенетичным геологическим образованиям позволяет утверждать, что это те же три поверхности выравнивания, которые распространены на Буготакско-Сокурской возвышенности, но косо приподнятые в ходе неотектонического поднятия глыбового типа. В северной части Салаира вертикальная амплитуда поднятия составляет до 100 м, а в юго-западной снижается до 0 м. Это объясняет отсутствие геоморфологически выраженной границы Салаирского кряжа на юго-западе.

Денудационные склоны долин представляют собой слабо наклонные поверхности, покрытые лессовидными суглинками и обрамляющие плоские водораздельные пространства. На Буготакско-Сокурской возвышенности они имеют углы наклона 2–3° и занимают позицию между водоразделами и аккумулятивными днищами долин. На Салаирском кряже их углы наклона достигают 3–4°, и между ними и аккумулятивными террасовыми комплексами днища расположены более крутые эрозионные склоны. Поскольку пологие денудационные склоны долины в равной степени развиты и на неотектонически пассивной Буготакско-Сокурской возвышенности, и в приподнятом блоке Салаира, начало формирования денудационных склонов долин связано с ранними этапами расчленения пенеплена при формировании современной гидросети в ходе скачкообразного снижения базиса денудации при падении уровня Мирового океана в конце палеогена – начале неогена.

Эрозионные склоны долин широко распространены только на Салаире. Они обрамляют аккумулятивные днища долин и разделяют между собой разные уровни речных террас. В зависимости от степени изменения склоновыми процессами они имеют углы наклона от 15–20 до 45° и более. Общее врезание прирусловых частей долин Салаира связано с его поднятием, а его периодическое усиление – с климатической цикличностью плейстоцена.

Глубина долин на Салаире достаточно постоянна (80–100 м), их ширина по верхним бровкам склонов 1–2 км. На Буготакско-Сокурской возвышенности глубина долин 20–30 м для мелких водотоков и 40–60 м для более крупных, а ширина 1–1,5 и 3–4 км соответственно. Сложены эрозионные склоны коренными породами, которые иногда покрыты маломощным делювиально-коллювиальным чехлом.

Аккумулятивные днища долин включают пойму и до четырех надпойменных террас. Углы наклона поверхностей поймы и аллювиальных террас – 0°, а уступов между ними 15–30° в зависимости от степени выположенности склоновыми процессами. На Салаире аллювий преимущественно песчано-галечный, а в его обрамлении – песчаный. Выделяют комплекс высоких террас с относительными высотами 25-50 м, для которых характерно наличие лессового покрова. Мощность аллювия достигает 25 м, а перекрывающих его лессовидных суглинков 20 м. Низкие террасы включают в себя пойму и первую надпойменную террасу, обе лишены лессового покрова. Превышение первой террасы над меженным уровнем до 8 м, мощность аллювия от 5 до 18 м. Русло врезанное, канализированное, пойма слабо выражена.

Выводы

Геоморфологический этап развития Земли имеет смысл рассматривать в рамках системного

№ 10c ♦ 2021

анализа, в основе которого лежит исследование изучаемого явления во взаимосвязи с сопряженными и генетически близкими, образующими с ним единую систему. Основные постулаты системного анализа – конечность жизни любой системы и отчетливые рамки ее существования. Любая система имеет момент зарождения. После этого она живет и изменяется, сохраняя в своей структуре реликты пройденных состояний (память системы), которые позволяют судить об истории ее развития. Период устойчивого развития, в рамках которого можно проводить линейные интерполяции и экстраполяции для исторических и футуристических реконструкций, всегда заканчивается системным кризисом, т. е. таким состоянием, в котором дальнейшее поступательное развитие в рамках системы невозможно. Разрешение кризиса происходит через появление в системе отсутствующих в ней составляющих. С этого момента месте старой системы начинает развиваться новая, которая поначалу включает достаточно обширные фрагменты прошлой системы, но постепенно их замещает, поскольку живет своей жизнью.

Рассмотрим в этих терминах современную геоморфологическую систему. Что мы знаем о ней? Во-первых, время возникновения. Современная геоморфологическая система во всей полноте форм рельефа, рельефообразующих процессов и коррелятных отложений заместила в раннепалеогеновое время существовавшую на протяжении позднего мела – раннего палеогена систему-предшественницу. Функционирование последней проходило в эпоху крайне слабой тектонической активности в пределах консолидированных блоков земной коры. В пределах Евразии деформации происходили тогда только в зоне Альпийско-Гималайского пояса [5], что в настоящее время принято объяснять коллизионными процессами в этой зоне; постепенное прогибание продолжалось в пределах Западной Сибири, что связывают с остыванием мантийного плюма под ней. В остальном континент был стабилен и на значительных пространствах подтоплен водами Мирового океана, уровень которого был существенно выше современного. Влажный климат при смазанной широтной климатической зональности (формирование бурых углей на Шпицбергене), который может быть объяснен только парниковым эффектом в связи повышенным содержанием углекислого газа в атмосфере в условиях тектонического покоя, привел к разрушению юрских – раннемеловых горных сооружений и формированию на поверхности суперконтинента огромного пенеплена, близкого по положению к палеоуровню Мирового океана, где из-за малых уклонов эрозия почти прекратилась и господствовало химическое выветривание. Без инноваций систему ждал бесконечный период «устойчивого развития» без какого-либо изменения.

Необходимую энергию в систему принесло усиление движений литосферных плит – начало неотектонической активизации. Сначала процесс протекал достаточно медленно. За продолжительный временной интервал, включающий поздний палеоген и большую часть неогена, вдоль шовных зон центральной части Азии на месте срезанных эрозией горных сооружений выросли новые невысокие горы, между ними обособились большие по площади впадины с мелководными внутриконтинентальными озерами-морями [1]. На периферии континента эти моря сообщались с Мировым океаном и имели с ним один уровень. Широкое развитие растительности в теплых мелководных бассейнах и на прилегающих к ним хорошо обводненных равнинах привело к масштабному извлечению углерода из атмосферы и захоронению его в виде залежей бурого угля палеогенового и ранненеогенового возраста. Одновременно продолжался распад суперконтинента с расширением новых океанических бассейнов в результате спрединга океанов в зонах срединных хребтов и прерывистое падение уровня Мирового океана до отметок +150 м от современного в миоцене, на которых сформировались абразионно-аккумулятивные морские террасы, сохранившиеся на спокойных окраинах континентов по всему земному шару [28]. Не вызывает сомнений, что падение уровня Мирового океана, рост гор в ходе сжатия и сокращения площади континентов и расширение дна океанов в зонах спрединга являются взаимосвязанными процессами. Горизонтальное сокращение континентальной коры примерно на 5 % с соответствующим увеличением площади океанической коры, спрединг которой не полностью поглощается субдукционными процессами на активных окраинах континентов, ведет к увеличению емкости Мирового океана и снижению его уровня по отношению к континентам примерно на 300 м. Стабильное развитие системы вошло в кризис в позднем неогене, когда обеднение атмосферы углекислым газом привело к тому, что существенную роль начали играть факторы, контролирующие цикличность поступления тепловой энергии от Солнца, и на нашу планету обрушилась череда ледниковых эпох, которая по времени совпала с резким усилением новейших тектонических движений. В течение кризисного четвертичного периода всего за 2 млн лет рост горных сооружений составил до 4-6 км, уровень Мирового океана упал со 150 м до современного, неоднократно снижаясь на 100-150 м ниже современного на пиках ледниковых событий, снизилась средняя температура, сформировалась экстремальная широтная климатическая зональность, резко снизилась продуктивность экосистем, особенно в полярных областях. В рамках перечисленных тенденций развития планетарной геоморфологической системы можно легко объяснить особенности формирования ярусного рельефа на территориях с различным геодинамическим режимом. В пределах стабильных территорий древних платформ (например, в Восточной Сибири) все уровни планации с абсолютными высотами ниже 250-300 м представляют собой фрагменты приморских равнин, фиксирующих снижение уровня Мирового океана в палеогене и неогене [6]. Этот комплекс дополняется снизу рядами речных террас четвертичного возраста, формирующимися на фоне прерывистого снижения базиса денудации, на который накладываются гляциоэвстатические явления. В пределах высокоактивных на новейшем этапе областей глыбовых гор, формирующихся в зонах сжатия между стабильными блоками земной коры, ярусность рельефа имеет совершенно отличную природу и связана с разнесением тектоническими движениями исходного мел-палеогенового пенеплена по вертикали, однако в пределах вершинной поверхности отдельных блоков одновременно просматривается ступенчатость мел-палеогенового пенеплена, связанная с прерывистым падением уровня Мирового океана во время его формирования.

Исследования выполнены в рамках базового проекта ИГМ СО РАН, на территории Салаира проведены при финансовой поддержке РФФИ и правительства Новосибирской области, проект 19-45-540001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Благоволин Н. С. Вопросы геоморфологии Крыма // Вопросы географии. Сб. 74. – М.: Мысль, 1968. – С. 98–108.

2. Геологическая история и рельеф северо-западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое / И. С. Новиков, Ф. И. Жимулев, Е. В. Ветров, П. Ю. Савельева // Геология и геофизика. – 2019. – Т. 60, № 7. – С. 988–1003.

3. **Девяткин Е.В.** Кайнозой Внутренней Азии. – М.: Наука, 1981. – 196 с.

4. **Девяткин Е. В.** Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 244 с.

5. Красилов В. А. Меловой период. Эволюция земной коры и биосферы. – М.: Наука, 1985. – 240 с.

 Новиков И. С. Геология и геоморфология мезо-кайнозоя северо-востока Сибирской платформы: свидетельства деградации уровня Мирового океана // Проблемы геологии континентов и океанов. – Магадан, 2001. – С. 23–35.

7. **Новиков И. С.** Геоморфология Анабаро-Уджинского междуречья (северо-восток Сибирской платформы) // Геоморфология. – 1999. – № 1 – С. 75–81.

8. Новиков И. С. Морфология и история формирования пенеплена Алтая на примере Курайского хребта // Геоморфология. – 2015. – № 3. – С. 70–80.

9. Новиков И. С., Борисенко Д. А. Геоморфология и неотектоника юго-западного Крыма // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62, № 4. – С. 498–513.

10. A **180-million-year** record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic record / K. G. Miller, G. S. Mountain,

J. D. Wright, J. V. Browning // Oceanography. – 2011. – Vol. 24 (no 2). – P. 40–53.

11. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy / W. A. Berggren, D. V. Kent, C. C. Swisher, M.-P. Aubry // Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Society of Econonic Paleontologists and Mineralogists. – 1995. – No. 54. – P. 129–212.

12. **Cenozoic** global sea-level, sequences, and the New Jersey transect: Results from coastal plain and slope drilling / K. G. Miller, G. S. Mountain, J. V. Browning, et al. // Reviews of Geophysics. – 1998. – No. 36. – P. 569–601.

13. Christie-Blick N., Mountain G. S., Miller K. G. Seismic stratigraphic record of sea-level change // Sea-Level Change. National Academy of Sciences Studies in Geophysics. – Washington, DC: National Academy Press, 1990. – P. 116–140.

14. Haq B. U., Al-Qahtani A. M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // Geo-Arabia. – 2005. – No. 10. – P. 127–160.

15. Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present // Science. – 1987. – No. 235. – P. 1156–1167.

16. Jacobs D. K., Sahagian D. L. Climateinduced fluctuations in sea level during nonglacial times // Nature. – 1993. – No. 361. – P. 710–712.

17. Miller K. G., Mountain G. S. Drilling and dating New Jersey Oligocene-Miocene sequences: Ice volume, global sea level, and Exxon records // Science. – 1996. – No. 271. – P. 1092–1094.

18. **Pitman W. C.** Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1978. – No. 89. – P. 1389–1403.

19. **Pitman W. C., Golovchenko X.** The effect of sea-level change on the shelf edge and slope of passive margins // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. – 1983. – No. 33. – P. 41–58.

20. **Posamentier H. W., Jervey M. T., Vail P. R.** Eustatic controls on clastic deposition. 1. Conceptual framework // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. – 1988. – No. 42. – P. 109–124.

21. **Seismic** Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration / C. E. Payton ed. // American Association of Petroleum Geologists Memoir. – 1977. – No. 26. – 516 p.

22. **Sloss L. L.** Sequences in the cratonic interior of North America // Geol. Soc. of Amer. Bull. – 1963. – No. 74. – P. 93–114.

23. **Suess E.** Das Antlitz der Erde. Temsky Freytag. – Prag; Wien; Leipzig, 1885, 1888. – 704 p.

24. **The Phanerozoic** record of global sea-level change / K. G. Miller, M. A. Kominz, J. V. Browning, et al. // Science. – 2005. – No. 310. – P. 1293–1298.

25. **Timing** and magnitude of Miocene eustasy derived from the mixed siliciclastic-carbonate stratigraphic record of the northeastern Australian margin / C. M. John, G. D. Karner, E. Browning, et al. // Earth and Planetary Sciences Letters. – 2011. – No. 304. – P. 455–467.

26. **Triassic**, Jurassic, and Cretaceous time scale / F. M. Gradstein, F. P. Agterberg, J. G. Ogg, et al. // Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. – 1995. – No. 54. – P. 96–126.

27. Vail P. R., Mitchum R. M. Jr., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level // AAPG. – 1977. – No. 26. – P. 83–89.

28. **Zeuner F. E.** The Pleistocene Period. – London: Hutchinson, 1959. – 447 p.

REFERENCE

1. Blagovolin N.S. [Problems of the Crimea geomorphology]. *Voprosy geografii* [Problems of Geogeography]. Moscow, Mysl Publ., 1968, no. 74, pp. 98–108. (In Russ.).

2. Novikov I.S., Zhimulev F.I., Vetrov E.V., Savelieva P. Yu. Mesozoic and Cenozoic geological history and surface topography of the northwestern Altai-Sayan area. *Russian Geology and Geophysics*, 2019, vol. 60, no. 7, pp. 781–792.

3. Devyatkin E.V. *Kainozoy Vnutrenney Azii* [The Cenozoic of Inner Asia]. Moscow, Nauka Publ, 1981. 196 p. (In Russ.).

4. Devyatkin E.V. *Kainozoiskiye otlozheniya i neotektonika Yugo-Vostochnogo Altaya* [Cenozoic sediments and neotectonics of Southeastern Altai]. Moscow, Nauka Publ., 1965. 244 p. (In Russ.).

5. Krasilov V.A. *Melovoy period. Evolyutsiya zemnoy kory i biosfery* [Cretaceous period. The evolution of the Earth's crust and the biosphere]. Moscow, Nauka Publ., 1985. 240 p. (In Russ.).

6. Novikov I.S. [Geology and geomorphology of the Meso-Cenozoic of the north-eastern Siberian Platform: evidence of degradation of the World Ocean level]. *Problemy geologii kontinentov i okeanov* [Problems of geology of continents and oceans]. Magadan, 2001, pp. 23–35. (In Russ.).

7. Novikov I.S. [Geomorphology of the Anabar – Udzha interfluve watershed area (north-east of the Siberian Platform)]. *Geomorfologiya*, 1999, no. 1, pp. 75–81. (In Russ.).

8. Novikov I.S. [Morphology and formation history of the Altai peneplain (The Kurai Ridge as an example)]. *Geomorfologiya*, 2015, no. 3, pp. 70–80. (In Russ.).

9. Novikov I.S., Borisenko D.A. Geomorphology and neotectonics of southwestern Crimea. *Russian Geology and Geophysics*, 2021, vol. 62, no. 4, pp. 401– 414.

10. Miller K.G., Mountain G.S., Wright J.D., Browning J.V. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic record. *Oceanography*, 2011, vol. 24 (no. 2), pp. 40–53.

11. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Society of Econonic Paleontologists and Mineralogists*, 1995, no. 54. pp. 129–212.

12. Miller K.G., Mountain G.S., Browning J.V., et al. Cenozoic global sea-level, sequences, and the New Jersey transect: Results from coastal plain and slope drilling. *Reviews of Geophysics*, 1998, no. 36, pp. 569–601.

13. Christie-Blick N., Mountain G.S., Miller K.G. Seismic stratigraphic record of sea-level change. *Sea-Level Change. National Academy of Sciences Studies in Geophysics*. Washington, DC, National Academy Press, 1990, pp. 116–140.

14. Haq B.U., Al-Qahtani A.M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*, 2005, no. 10, pp. 127–160.

15. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 1987, no. 235, pp. 1156–1167.

16. Jacobs D.K., Sahagian D.L. Climateinduced fluctuations in sea level during nonglacial times. *Nature*, 1993, no. 361, pp. 710–712.

17. Miller K.G., Mountain G.S. Drilling and dating New Jersey Oligocene-Miocene sequences: Ice volume, global sea level, and Exxon records. *Science*, 1996, no. 271, pp. 1092–1094.

18. Pitman W.C. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1978, no. 89, pp. 1389–1403.

19. Pitman W.C., Golovchenko X. The effect of sea-level change on the shelf edge and slope of passive margins. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 1983, no. 33, pp. 41–58.

20. Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. Eustatic controls on clastic deposition. 1. Conceptual framework. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 1988, no. 42, pp. 109–124.

21. Payton C.E., ed. Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG, 1977, no. 26. 516 p.

22. Sloss L.L. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1963, no. 74, pp. 93–114.

23. Suess E. Das Antlitz der Erde. Temsky Freytag. Prag-Wien-Leipzig, 1885, 1888. 704 p.

24. Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., et al. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*. 2005, no. 310, pp. 1293–1298.

25. John C.M., Karner G.D., Browning E., et al. Timing and magnitude of Miocene eustasy derived

№ 10c ◆ 2021

from the mixed siliciclastic-carbonate stratigraphic record of the northeastern Australian margin. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 2011, no. 304, pp. 455– 467.

26. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., et al. Triassic, Jurassic, and Cretaceous time scale. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical* *Geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 1995, no. 54, pp. 96–126.

27. Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level. *AAPG*, 1977, no. 26, pp. 83–89.

28. Zeuner F.E. The Pleistocene Period. London, Hutchinson, 1959. 447 p.

© И. С. Новиков, 2021

УДК 569.32:551.79(571.150)

МОРФОЛОГИЯ ПЕРВОГО НИЖНЕКОРЕННОГО ЗУБА MICROTUS GREGALIS (RODENTIA, ARVICOLINAE) ИЗ СРЕДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ПРЕДАЛТАЙСКОЙ РАВНИНЫ

Д. Г. Маликов¹, С. Е. Голованов^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; ²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

Описано морфологическое строение первого нижнего коренного зуба m1 узкочерепной полевки из аллювиальных отложений среднего неоплейстоцена Предалтайской равнины. Морфологическое изучение остатков полевки показало их принадлежность к современному виду *Microtus gregalis*. В то же время исследуемая выборка продемонстрировала существенные отличия как в морфологическом строении, так и в размерах первого нижнего коренного зуба в сравнении с рецентными представителями той же территории. Совокупность морфологических и морфометрических данных свидетельствует, что изучаемые полевки занимают промежуточное положение между *M. gregaloides* раннего и *M. gregalis* позднего неоплейстоцена. Соотношение морфотипов m1 также указывает на относительную примитивность выборки *M. gregalis*. Морфологическое изучение остатков узкочерепной полевки из местонахождений Солоновка, Петропавловское и Малиновка-4 подтвердило ранее установленный возраст для отложений, содержащих остатки микротериофауны.

Ключевые слова: узкочерепная полевка, Microtus gregalis, морфология, средний неоплейстоцен, Предалтайская равнина, Приобское плато.

MORPHOLOGY OF THE FIRST MANDIBULAR TOOTH MICROTUS GREGALIS (RODENTIA, ARVICOLINAE) FROM THE MIDDLE PLEISTOCENE OF THE PRE-ALTAI PLAIN

D. G. Malikov¹, S. E. Golovanov^{1,2}

¹V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia; ²Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

In this paper morphological structure of the first lower molar m1 tooth of the narrow-skulled vole from alluvial deposits of the Pre-Altai Plain Middle Neo-Pleistocene is described. Morphological study of the vole remains showed that they belong to the modern species *Microtus gregalis*. At the same time, the study sample showed significant differences, both in morphological structure and in the size of the first lower molar, in comparison with the recent representatives of the same territory. The set of morphological and morphometric data shows that the studied voles occupy an intermediate position between *M. gregaloides* of the Early and *M. gregalis* of the Late Neo-Pleistocene. The ratio of m1 morphotypes also showed the relative primitiveness of the *M. gregalis* sampling. Morphological study of remains of the narrow-skulled vole from the Solonovka, Petropavlovskoe and Malinovka-4 locations confirmed the previously determined age for sediments containing the remains of microtheriofauna.

Keywords: narrow-skulled vole, Microtus gregalis, morphology, Middle Neo-Pleistocene, Pre-Altai Plain, Ob River Region Plateau.

DOI 10.20403/2078-0575-2021-10c-86-91

Юг Западной Сибири – важный регион для изучения эволюции сибирских экосистем. Здесь выявлены представительные фаунистические комплексы мелких и крупных млекопитающих региона, характеризующие все основные этапы неогенового и четвертичного периодов Сибири. Однако степень изученности этих этапов существенно различается. Хуже всего охарактеризован неоплейстоценовый этап развития биоты. Традиционно фауны мелких млекопитающих неоплейстоцена Западной Сибири подразделяют на вяткинский комплекс (ранний неоплейстоцен), татарско-калманкскую фауну (тобольское время, начало среднего неоплейстоцена [9, 14].

Для среднего и позднего неоплейстоцена юга Западной Сибири не выделены самостоятельные комплексы мелких млекопитающих, поскольку имеется мало материала с надежно установленным стратиграфическим положением, а фауна этого временного интервала представлена современными видами животных [9].

Для оценки возраста плейстоценовых фаун важнейшими группами мелких млекопитающих являются полевки филетических линий Mimomys savini Hinton, 1910 – Arvicola terestris L., 1758, Prolagurus pannonicus Kormos, 1930 – Lagurus lagurus Pallas, 1773 и Microtus hintoni Kretzoi, 1941 – Microtus gregalis Pallas, 1779. При этом если изучению морфологии ранних представителей этих групп посвящено несколько крупных обобщений [9, 10], то поздние эволюционные этапы этих групп на юге Западной Сибири оказались плохо освещены из-за малого количества местонахождений, содержащих такие остатки.

Отдельно следует отметить филетическую линию Microtus hintoni – Microtus gregalis, которые являлись важнейшим элементом ископаемой биоты Западной Сибири на протяжении неоплейстоцена [5]. Эволюцию узкочерепных полевок на юго-востоке Западной Сибири детально изучала Т. А. Дупал [3-6]. Однако средненеоплейстоценовый этап развития этих полевок был охарактеризован преимущественно по материалам Кузнецкой котловины, тогда как морфология филетической линии узкочерепных полевок Предалтайской равнины описана для раннего и позднего неоплейстоцена. В предлагаемой работе приводится морфологическое изучение первых нижнечелюстных зубов m1 узкочерепной полевки из местонахождений Предалтайской равнины, датируемых средним неоплейстоценом.

Материал и методы

Для изучения взяты первые нижнечелюстные зубы m1 узкочерепной полевки *M. gregalis*. Ископаемые остатки мелких млекопитающих собранны в ходе экспедиций, осуществленных ИГМ СО РАН в 2013, 2016, 2017 и 2019 гг. Исследованный материал происходит из следующих местонахождений.

Разрез **Солоновка** связан с отложениями юго-восточного склона Ануйского увала, вскрыт в береговом обрыве левого склона долины р. Песчаная, в 1,5 км ниже пос. Солоновка (52°01' с.ш., 84°39' в.д.). Остатки мелких млекопитающих происходят из аллювиальных отложений (разнозернистый гравий) в базальной части средней толщи разреза. Породы с остатками грызунов залегают на глинистых алевритах, содержащих остатки *Equus nalaikhaensis* Киznetsova, Zhegallo, 1996, что позволяет датировать эти алевриты вяткинским временем. Верхняя часть разреза сложена субаэральными отложениями верхнего неоплейстоцена [11]. В местонахождении изучено 13 зубов m1 *M. gregalis*.

Разрез **Петропавловское** связан с отложениями, вскрытыми на юго-восточном склоне Колыванского увала в береговом обрыве р. Ануй, на северо-восточной окраине пос. Петропавловское (52°05' с. ш., 84°08' в. д.). Верхняя часть сложена субаэральными отложениями верхнего неоплейстоцена, ниже находится субаквальная толща озерных и аллювиальных отложений мощностью 11,7 м [12]. Остатки мелких млекопитающих происходят из слоя аллювиального песка на глубине 21–22,5 м. Пески залегают на синих илах, относимых О. М. Адаменко к монастырской свите, в которых был найден зуб *Маттиthus trogontherii* Pohling, 1885 [1]. Это позволяет датировать илы вяткинским временем. Из местонахождения изучено шесть зубов m1 *M. gregalis*.

Разрез **Малиновка** относится к приобской увалистой равнине и обнажается на левом берегу р. Обь в 1 км выше по течению от с. Малиновка (53°25' с. ш., 82°44' в. д.). Общая его мощность 57–57,5 м. В разрезе присутствуют четыре местонахождения остатков мелких млекопитающих. Местонахождения Малиновка-1 и Малиновка-2 датируются эоплейстоценом, Малиновка-3 – ранним неоплейстоценом. Местонахождение **Малиновка-4** связано с косослоистыми песками в верхней части разреза датируемыми средним неоплейстоценом [10]. Из этого местонахождения изучен один зуб m1 *М. gregalis*.

Изучение и измерение остатков производилось при помощи бинокулярного микроскопа. Промеры первого нижнего коренного зуба (m1) взяты по схеме (рис. 1, а), измерения сделаны в миллиметрах по жевательной поверхности при помощи окулярмикрометра. Статистическая обработка результатов



Рис. 1. Схема измерений (а) жевательной поверхности m1 [5, 7] и основные морфотипы (б) m1 узкочерепной полевки [2, 13]

а – промеры m1: 1 – коронарная длина, 2 – наибольшая ширина, 3 – длина параконидного отдела, 4 – ширина параконидного отдела, 5 – длина передней непарной петли, 6 – ширина передней непарной петли, 7 – косая ширина параконидного отдела с наружной стороны, 8 – косая ширина параконидного отдела с внутренней стороны; 6 – морфотипы m1: 1, 2 – I (грегалоидный), 3 – II (грегало-микротидный), 4, 5 – III (микротидный)

измерений осуществлялась при помощи пакета программного обеспечения Past версии 4.04 [15].

Для характеристики морфотипической изменчивости коренных зубов m1 узкочерепной полевки приняты три морфотипа [2, 13], которые выделяются по степени усложнения передней непарной петли (антероконида) (см. рис. 1, б).

Морфотип I (грегалоидный): на лингвальной стороне передней непарной петли (ПНП) m1 отчетливо выражен выступающий угол. Наружная сторона ПНП без следов усложнения и наружного цемента.

Морфотип II (грегало-микротидный): на буккальной стороне ПНП образована входящая складка и небольшой эмалевый выступ (зубец), без наружного цемента.

Морфотип III (микротидный): на лингвальной и буккальной сторонах ПНП отчетливо выражены выступающие углы. Входящие углы заполнены наружным цементом.

В данной работе мы не выделяем морфотип IV, предложенный Т. А. Дупал и С. А. Абрамовым [7], поскольку в нашем материале такие морфотипы не встречены. В качестве сравнения использованы опубликованные данные по ископаемой и современной узкочерепной полевке территории Предалтайской равнины и других районов юга Западной Сибири [3–7, 9].

Результаты и обсуждение

Морфологическое изучение строения зубов узкочерепной полевки среднего неоплейстоцена Предалтайской равнины осуществлялось посредством оценки качественных и количественных параметров. Для качественной характеристики материала приводится описание структуры жевательной поверхности m1 и степени изменения антероконидного отдела зуба.

Первый нижний коренной зуб (m1) исследованных полевок имеет строение, типичное для Microtus gregalis. Корни отсутствуют, во входящих углах откладывается цемент. Изолированные призмы с конфигурацией по питимисному варианту: Т5 изолирован от антероконидного отдела. Эмаль дифференцирована по микротусному типу. Для исследованных зубов отмечено присутствие всех трех морфотипов антероконида m1. В выборке преобладают грегало-микротидные варианты с усложненной формой антероконида (рис. 2, 5–10). Входящие углы формируются как на лингвальной, так и на буккальной стороне головки антероконида, при этом входящий угол на буккальной стороне менее развит, чем на лингвальной. Цемент в буккальном угле антероконида встречен только у двух особей, в лингвальном угле присутствует всегда.

По морфологии жевательной поверхности m1 исследуемые полевки ближе всего к среднеплейстоценовым полевкам *M*. cf. *gregalis* Новосергеевского карьера Кузбасса (см. рис. 2, 3–4).



Рис. 2. Жевательная поверхность m1 полевок

1, 2 — *M. hintoni gregaloides*, ранний неоплейстоцен, Кузбасс, Бачатский карьер [5]; 3, 4 — *M*. cf. *gregalis*, средний неоплейстоцен, Кузбасс, Новосергеевский карьер [5]; 5—10 — *M. gregalis*, средний неоплейстоцен, Петропавловское (5—8), Малиновка-4 (9), Солоновка (10); 11, 12 — *M. gregalis* современные, Алтайский край, Павловский район [5]

От *M. hintoni-gregaloides* (см. рис. 2, 1–2) наши образцы отличаются полным разделением эмалевых треугольников Т5 и Т6, более сложным строением петли антероконида с преобладанием грегало-микротидного типа (табл. 1). В отличие от современных узкочерепных полевок Алтайского края [5] буккальная петля практически не развивается на антерокониде, а лингвальная широко слита с его головкой. Таким образом, строение жевательной поверхности m1 *M. gregalis* из местонахождений Солоновка, Петропавловское и Малиновка-4 заметно отличается как от полевок юга Западно-Сибирской равнины.

Неоднократно отмечалось, что по соотношению морфотипов m1 узкочерепной полевки можно оценивать относительный геологический возраст местонахождения фауны [2, 13]. Таким образом, полевки Предалтайской равнины оказались близки к таковым из местонахождения «430а км» (см. табл. 1) в низовьях Оби, датируемого поздним

Таблица 1

Распределение по морфотипам m1 *M. gregalis* Западной Сибири [13]

Magzauayowa	Морфотип			
местонахождение	I.	Ш	Ш	
Семейка	65	28	7	
Ярсино	38	45	17	
430 км	28	60	12	
Предалтайская равнина*	28 (5)	61 (11)	11 (2)	
Современные (Юг)	8	62	30	
Современные (Север)	5	63	32	

*Солоновка, Петропавловское, Малиновка-4; в скобках – количество экземпляров.

неоплейстоценом [13]. В то же время эти данные нельзя соотносить напрямую, поскольку выборки происходят из двух очень удаленных местонахождений, относящихся к явно различным ландшафтноклиматическим обстановкам.

Данные по современным *M. gregalis* долины р. Енисей показывают снижение встречаемости морфотипов с усложненным строением в направлении с севера на юг [8] на участке протяженностью 650 км. Следовательно, на бо́льших расстояниях вариативность будет еще выше. Поэтому корректнее всего сравнивать данные в рамках одного региона либо одной ландшафтной зоны. Если сравнивать современные популяции юга Западной Сибири и материал из изучаемых местонахождений, можно заметить их существенные различия (см. табл. 1). В ископаемой выборке грегалоидный морфотип составляет около трети всех образцов, тогда как в современной – микротидный, а грегало-микротидный тип в обоих случаях 61–62 %.

По размерным характеристикам m1 узкочерепной полевки из местонахождений Предалтайской равнины также показали отличия от рецентных представителей вида, населяющих эту территоплейстоцена до современности шло увеличение размера m1. Таким образом, оценка средней длины зуба вместе с соотношением морфотипов в выборке позволяет оценить эволюционный уровень исследуемой выборки. По коронарной длине m1 (средняя длина 2,63±0,05 мм) узкочерепные полевки из местонахождений Солоновка, Петропавловское и Малиновка-4 занимают промежуточное положение между *Microtus gregaloides* Hinton, 1923 раннего неоплейстоцена (2,62±0,02 мм) и *M. gregalis* позднего неоплейстоцена Приобского плато (2,64±0,01 мм), и существенно мельче современных (2,67±0,03 мм) полевок этого региона [6].

Как уже было показано, морфологически материал из изучаемых местонахождений отличается от *M. gregaloides* и его строение аналогично узкочерепным полевкам. Значит, вероятно, различия в размерах m1 между нашей выборкой и *M. gregaloides* обусловлены именно эволюционными различиями. С чем связаны незначительные различия в размерах между исследуемой выборкой и полевками позднего неоплейстоцена Приобского плато [6], пока неясно; возможно, с небольшой выборкой из изучаемых местонахождений (n = 20 против n = 98 с Приобского

Таблица 2

š

10c ◆

2021

Промеры (см. рис. 1)	Предалтайская равнина* n = 20		Р. Тобол, с. Худяково [9] n = 10		Кузбасс, с. Фомиха [5]	Приобское плато, поздний неоплейстоцен [4]	Современные, Алтайский край [3]
	lim	M±m	lim	M±m	11 = 10	n = 98	11 = 22
1	2,25–2,95	2,63±0,05	2,45–2,8	2,68	2,68±0,03	2,64±0,01	2,67±0,03
2	0,83–1,07	0,93±0,02	0,9–1	0,98	0,94±0,01	0,97±0,01	0,99±0,01
3	1,17–1,57	1,33±0,03	1,3–1,65	1,5	1,37±0,03	1,35±0,01	1,41±0,02
4	0,7–1	0,86±0,02	-	-	0,89±0,01	0,90±0,01	0,92±0,02
5	0,65–1,03	0,83±0,02	0,75–1	0,92	0,84±0,02	0,94±0,01	0,9±0,02
6	0,57–0,8	0,68±0,02	-	-	0,65±0,01	0,68±0,01	0,75±0,01
7	1–1,33	1,17±0,02	-	-	1,19±0,02	1,17±0,01	1,28±0,02
8	0,83–1,2	1±0,03	-	-	0,97±0,02	1,04±0,01	1,06±0,02

Размеры (мм) зуба m1 *M. gregalis* юго-востока Западной Сибири

* Солоновка, Петропавловское, Малиновка-4.

рию (табл. 2). По большинству промеров изучаемая выборка оказалась близка к полевкам позднего неоплейстоцена Приобского плато [4]. Но в среднем полевки из описываемых местонахождений немного мельче, чем экземпляры позднего неоплейстоцена. Узкочерепные полевки конца среднего неоплейстоцена из местонахождений Худяково на р. Тобол [9] и Кузбасса [5], также заметно крупнее исследованной нами выборки (см. табл. 2). Это хорошо согласуется с данными по современным полевкам, согласно которым современные узкочерепные полевки Кузбасса в среднем крупнее предалтайских [3].

Для более точного определения положения исследуемой выборки в филогенетическом ряду *M. hintoni – M. gregalis* полезно оценить коронарную длину m1. Т. А. Дупал [6] показала, что с эоплато), либо с тем, что в исследуемых местонахождениях представлен качественно новый этап эволюционного развития узкочерепных полевок. Для ответа на этот вопрос необходимо увеличение исследуемой выборки.

Выводы

Были изучены ископаемые остатки узкочерепной полевки из местонахождений Солоновка, Петропавловское и Малиновка-4 на Предалтайской равнине. Описываемые полевки происходят из аллювиальных отложений среднего неоплейстоцена. Возрастные границы могут быть надежно установлены по залеганию на отложениях, с фауной раннего неоплейстоцена. Отложения с микротериофауной перекрыты лессово-почвенной серией верхнего неоплейстоцена. Морфологическое изучение остатков полевок показало их принадлежность к современному виду *Microtus gregalis*. В то же время в исследуемой выборке наблюдаются отличия как в морфологическом строении, так и в размерах первого нижнего коренного зуба в сравнении с рецентными представителями той же территории. Совокупность морфологических и морфометрических данных позволяет утверждать, что изучаемые полевки занимают промежуточное положение между *M. gregaloides* раннего и *M. gregalis* позднего неоплейстоцена. Соотношение морфотипов m1 также свидетельствует об относительной примитивности выборки *M. gregalis*.

Таким образом, морфологическое изучение остатков узкочерепной полевки подтверждает ранее установленный возраст для отложений, содержащих остатки микротериофауны. Получение дополнительных данных по узкочерепной полевке вместе с детальным изучением других видов из указанных местонахождений позволит лучше охарактеризовать ископаемую микротериофауну среднего неоплейстоцена региона.

Сбор материала осуществлен в рамках государственного задания ИГМ СО РАН и гранта РФФИ № 19-05-00513. Анализ данных выполнен в рамках гранта Президента РФ МК-74.2021.1.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко О. М. Мезозой и кайнозой степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. – 167 с.

2. Бородин А. В. Определитель зубов полевок Урала и Западной Сибири (поздний плейстоцен – современность). – Екатеринбург: УрО РАН, 2009. – 100 с.

3. Дупал Т. А. Географическая изменчивость и подвидовая систематика узкочерепной полевки *Microtus* (*Stenocranius*) gregalis (Rodentia, Cricetidae) // Зоологический журнал. – 2000. – Т. 79, № 7. – С. 851–858.

4. Дупал Т. А. Пространственно-временная морфологическая изменчивость узкочерепной полевки (*Microtus* (*Stenocranius*) gregalis): ландшафтно-экологический аспект // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Ин-т археологии и этнографии СО РАН, 2000. – С. 189–194.

5. Дупал Т.А. Филогения и изменчивость узкочерепной полевки (*Microtus gregalis* Pall.) в Западной Сибири // Фауна, таксономия, экология млекопитающих и птиц. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 79–88.

6. **Дупал Т. А.** Эволюционные изменения размеров первого нижнекоренного зуба от *Microtus (Terricola) hintoni* до рецентных форм *M. (Stenocranius) gregalis* (Rodentia, Cricetidae) // Палеонт. журн. – 1998. – № 4. – С. 87–94.

7. **Дупал Т. А., Абрамов С. А.** Внутрипопуляционная морфологическая изменчивость узкочерепной полевки (*Microtus gregalis*, Rodentia, Arvicolinae) // Зоологический журнал. – 2010. – Т. 89, № 7. – С. 850–861.

8. **Екимов Е. В., Углова Е. С.** Изменчивость жевательной поверхности первого нижнекоренного зуба узкочерепной полевки (*Microtus (Stenocranius) gregalis* Rodentia, Cricetidae) в Средней Сибири // Зоологический журнал. – 2012. – Т. 91, № 8. – С. 1006–1012.

9. Зажигин В. С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. – М.: Наука, 1980. – 156 с. – (Тр. ГИН; вып. 339).

10. **Круковер А. А.** Четвертичные микротериофауны приледниковой и внеледниковой зон Западной Сибири: автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Новосибирск: ИГГ СО АН, 1992. – 21 с.

11. **Новые** данные по стратиграфии четвертичных отложений предгорий Горного Алтая (долина р. Песчаная) / В. С. Зыкин, В. С. Зыкина, Л. Г. Смолянинова и др. // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2017. – № 3. – С. 3–16.

12. Особенности строения верхнеплейстоценовой лессово-почвенной последовательности Колыванского увала Предалтайской равнины / В. С. Зыкина, А. О. Вольвах, В. С. Зыкин, Н. Е. Вольвах // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2018. – № 3. – С. 54–64.

13. Смирнов Н. Г., Большаков В. Н., Бородин А. В. Плейстоценовые грызуны Севера Западной Сибири. – М.: Наука, 1986. – 145 с.

14. **Krukover A.** Quaternary arvicolid faunas of the southern West Siberian Plain // Frankfurt: Forsch. Inst. Senckenberg. – 2007. – Vol. 259. – P. 93–98.

15. Hammer Ø., Harper D. A. T., Ryan P. D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis // Palaeontologia Electronica. – 2001. - Vol. 4(1). - 9 p.

REFERENCES

1. Adamenko O.M. *Mezozoy i kainozoy stepnogo Altaya* [The Mesozoic and Cenozoic of the Steppe Altai]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1974. 167 p. (In Russ.).

2. Borodin A.V. Opredelitel zubov polevok Urala i Zapadnoy Sibiri (pozdniy pleistocene – sovremennost) [Identification Guide of Voles Molars of the Urals and Western Siberia (Late Pleistocene – Holocene)]. Ekaterinburg, UrO RAN, 2009. 100 p. (In Russ.).

3. Dupal T.A. [Geographical variability and systematics of the subspecies in the narrow-skulled vole *Microtus (Stenocranius) gregalis* (Rodentia, Cricetidae)]. *Zoologicheskiy zhurnal – Russian Journal of Zoology*, 2000, vol. 79, no. 7, pp. 851–858. (In Russ.).

4. Dupal T.A. [Spatio-temporal morphological variability of the narrow-skulled vole (*Microtus (Stenocranius*) gregalis): landscape and ecological aspect]. *Problemy rekonstruktsii klimata i prirodnoy sredy golotsena i pleystotsena Sibiri* [Problems of reconstruction of climate and natural environments of the Holocene and Pleistocene in Siberia]. Novosibirsk, IAET SB RAS Publ., 2000, pp. 189–194. (In Russ.). 5. Dupal T.A. [Phylogeny and variability of the narrow-skulled vole (*Microtus gregalis* Pall.) in Western Siberia]. *Fauna, taksonomiya, ekologiya mlekopitayush-chikh i ptits* [Fauna, taxonomy, ecology of mammals and birds]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1987, pp. 79–88. (In Russ.).

6. Dupal T.A. Evolutionary Changes of Size of the First Lower Molar in the Lineage from *Microtus (Terricola) hintoni* to the Recent Forms of *M. (Stenocranius) gregalis* (Rodentia, Cricetidae). *Paleontological Journal*, 1998, vol. 32, no. 4, pp. 410–417.

7. Dupal T.A., Abramov S.A. Intrapopulation morphological variation of narrow-skulled vole (*Microtus* gregalis, Rodentia, Arvicolinae). *Zoologicheskiy zhur*nal – Russian Journal of Zoology, 2010, vol. 89, no. 7, pp. 850–861. (In Russ.).

8. Ekimov E.V., Uglova E.S. [Variability of the masticatory first inferior molar tooth surface in the narrowskulled vole (Microtus (Stenocranius) gregalis, Rodenta, Cricetidae) from Central Siberia]. *Zoologicheskiy zhurnal – Russian Journal of Zoology*, 2012, vol. 91, no. 8, pp. 1006–1012. (In Russ.).

9. Zazhigin V.S. *Gryzuny pozdnego pliotsena i antropogena yuga Zapadnoy Sibiri* [Late Pliocene and Anthropogene rodent of the south of Western Siberia]. *Trudy GIN AN SSSR – Proceedings of GIN AS USSR*, Moscow, Nauka Publ., 1980, issue 339, 156 p. (In Russ.).

10. Krukover A.A. Chetvertichnyye mikroteriofauny prilednkovoy i vnelednikovoy zon Zapadnoy Sibiri. Avtoref. kand. dis. [Quaternary microteriofauna of the subglacial and extraglacial zones of Western Siberia. Author's abstract of PhD thesis]. Novosibirsk, IGG SB RAS Publ., 1992. 21 p. (In Russ.).

11. Zykin V.S., Zykina V.S., Smolyaninova L.G., et al. [New stratigraphic data on the Quaternary sediments in the Peschanaya River valley, Northwestern Altai]. Arkheologiya, etnografiya i antropologiya – Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia, 2017, no. 3, pp. 3–16. (In Russ.).

12. Zykina V.S., Volvakh A.O., Zykin V.S., Volvakh N.E. [Structural features of the Upper-Pleistocene loess-soil sequence of the Kolyvan knap in the Predaltai Plain]. *Geologiya i mineralno-syryevyye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, 2018, no. 3, pp. 54–64. (In Russ.).

13. Smirnov N.G., Bolshakov V.N., Borodin A.V. *Pleystotsenovyye gryzuny severa Zapadnoy Sibiri* [Pleistocene rodents of the North of West Siberia]. Moscow, Nauka Publ., 1986. 145 p. (In Russ.).

14. Krukover A. Quaternary arvicolid faunas of the southern West Siberian Plain. *Late Neogene and Quaternary biodiversity and evolution: Regional developments and interregional correlations*, Frankfurt, Forsch. Inst. Senckenberg, 2007, vol. 259, pp. 93–98.

15. Hammer Ø., Harper D.A.T., Ryan P.D. PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 2001, vol. 4(1). 9 p.

© Д. Г. Маликов, С. Е. Голованов, 2021

наши авторы

АНОЙКИН Антон Александрович, Институт археологии и этнографии (ИАЭТ) СО РАН, Новосибирск, Россия; ст. науч. сотр., д. ист. н. *E-mail: anui1@yandex.ru*

ВАСИЛЬЕВ Антон Владимирович, Институт археологии и этнографии (ИАЭТ) СО РАН, Новосибирск, Россия; мл. науч. сотр. *E-mail: a.vasilev9@g.nsu.ru, banderos2@ngs.ru*

- **ВЫБОРНОВ Антон Васильевич**, Институт археологии и этнографии (ИАЭТ) СО РАН, Новосибирск, Россия; ст. науч. сотр., к. ист. н. *E-mail: vybornov@archaeology.nsc.ru*
- **ГОЛОВАНОВ Семен Евгеньеви**ч, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН, Новосибирск, Россия, лаборант; Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия, студент. *E-mail: svrgolovanov@gmail.com*
- **ДЕЕВ Евгений Викторович**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, вед. науч. сотр., Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия, доцент; Институт географии (ИГ) РАН, Москва, Россия, ст. науч. сотр.; д. г.-м. н. *E-mail: DeevEV@ipgg.sbras.ru*
- **ЗОЛЬНИКОВ Иван Дмитриевич**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева (ИГМ) СО РАН; вед. науч. сотр., Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия, доцент; Институт географии (ИГ) РАН, Москва, Россия, ст. науч. сотр.; д. г.-м. н., доцент. *E-mail zol@igm.nsc.ru*
- КОЛЯМКИН Василий Михайлович, АО «Сибирское ПГО», Красноярск, Россия, вед. геолог, к. г.-м. н. E-mail: jurist@krasgeolsjemka.ru
- **КУЗЬМИНА Ольга Борисовна**, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А.Трофимука (ИНГГ) СО РАН, Новосибирск, Россия, вед. инженер, к. г.-м. н. *E-mail: kuzminaob@ipgg.sbras.ru*
- **МАЛИКОВ Дмитрий Геннадьевич**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр., к. г.-м. н. *E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru*
- **МИХАРЕВИЧ Марина Викторовна**, Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия, ст. науч. сотр. Институт мерзлотоведения им. П. И. Мельникова (ИМЗ) СО РАН, Якутск, Россия; к. г.-м. н. *E-mail: miharevich@yandex.ru*
- **НОВИКОВ Игорь Станиславович**, Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, вед. науч. сотр., д. г.-м. н. *E-mail: novikov@igm.nsc.ru*
- **ПАРХОМЧУК Екатерина Васильевна**; Институт археологии и этнографии (ИАЭТ) СО РАН, Новосибирск, Россия; ст. науч. сотр., к. х. н. *E-mail: ekaterina@catalysis.ru*
- **ПОСТНОВ Александр Вадимович**, Институт археологии и этнографии (ИАЭТ) СО РАН, Новосибирск, Россия; ст. науч. сотр., к. ист. н. *E-mail: postnov@yandex.ru*
- **ФИЛАТОВ Егор Алексеевич**, Новосибирский государственный университет (НГУ), Новосибирск, Россия, магистрант. *E-mail: egorphylatov@gmail*
- ШАТАЛИНА Татьяна Александровна, АО «Сибирское ПГО», Красноярск, Россия, геолог. E-mail: jurist@ krasgeolsjemka.ru
- ШПАНСКИЙ Андрей Валерьевич, Томский государственный университет, Томск, Россия, проф., д. г.-м. н. *E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru*

OUR AUTHORS

- ANOYKIN Anton, DSc, Institute of Archaeology and Ethnography (IAET) SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: anui1@yandex.ru
- **DEEV Evgeniy**, DSc, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia; Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; Institute of Geography (IG) RAS, Moscow, Russia. *E-mail: DeevEV@ipgg.sbras.ru*
- FILATOV Egor, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia. E-mail: egorphylatov@gmail
- **GOLOVANOV Semen**, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia; Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia. *E-mail: svrgolovanov@gmail.com*
- KOLYAMKIN Vasiliy, PhD, AO Sibirskoye PGO, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: jurist@krasgeolsjemka.ru
- **KUZMINA Olga**, PhD, A.A.Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics (IPGG) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: kuzminaob@ipgg.sbras.ru*
- MALIKOV Dmitriy, PhD, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail:* dgmalikov@igm.nsc.ru
- MIKHAREVICH Marina, Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources (SNIIGGiMS), Novosibirsk, Russia; P.I.Melnikov Permafrost Institute (MPI) SB RAS, Yakutsk, Russia. *E-mail: miharevich@yandex.ru*
- **NOVIKOV Igor**, DSc, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail:* novikov@igm.nsc.ru
- **PARKHOMCHUK Ekaterina**, PhD, Institute of Archaeology and Ethnography (IAET) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: ekaterina@catalysis.ru*
- **POSTNOV Aleksandr**, PhD, Institute of Archaeology and Ethnography (IAET) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail:* postnov@yandex.ru
- SHATALINA Tatyana, AO Sibirskoye PGO, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: jurist@krasgeolsjemka.ru
- SHPANSKY Andrey, DSc, Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru
- VASILYEV Anton, Institute of Archaeology and Ethnography (IAET) SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: a.vasilev9@g.nsu.ru, banderos2@ngs.ru
- **VYBORNOV Anton**, PhD, Institute of Archaeology and Ethnography (IAET) SB RAS, Novosibirsk, Russia. *E-mail: vybornov@archaeology.nsc.ru*
- **ZOLNIKOV Ivan**, DSc, V.S.Sobolev Institute of Geology and Mineralogy (IGM) SB RAS, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia; Institute of Geography (IG) RAS, Moscow, Russia. *E-mail zol@igm.nsc.ru*

Подписано в печать 25.11.21. Опубликовано 10.12.21. Формат 60×84/8. Бумага офсетная 80 г/м². Печать цифровая. Тираж 100 экз. Гарнитура Calibri. Объем 10,63 печ. л. Заказ №

Издательство СНИИГГиМС

630091, Новосибирск, Красный проспект, 67

Отпечатано в соответствии с предоставленными материалами в ПАО «Т8 Издательские Технологии»

109316, Москва, Волгоградский проспект, д. 42, корпус 5

Тел: 8 (495) 322 38 30 www.t8print.ru