

№ 30—31 — 2007

Главный редактор  
А. Ф. Морозов

Первый заместитель главного редактора  
О. В. Петров

Заместители главного редактора  
А. И. Жамойда, В. Л. Масайтис, Т. М. Барабанова

Редакционная коллегия  
Е. А. Басков, Г. М. Беляев, В. А. Глебовицкий, А. С. Киреев, В. И. Колесников,  
Л. И. Красный, Ю. Г. Леонов, Л. В. Оганесян, М. В. Ошуркова, В. К. Путинцев,  
Д. В. Рундквист, А. А. Смыслов, М. А. Спиридонов, В. С. Сурков, Ю. М. Шувалов

Бюро редколлегии  
А. И. Жамойда (пред.), Т. М. Барабанова, В. И. Колесников,  
В. Л. Масайтис, О. В. Петров, В. К. Путинцев

## НОВОЕ О ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОСИБИРСКОЙ АРКТИКИ

При исследованиях Западносибирской Арктики по русско-норвежскому проекту PECHORA получены новые биостратиграфические и геохронометрические данные о поверхностных отложениях п-овов Гыданского и Тазовского. В основании видимого разреза лежат ледниковый диамиктон и озерно-ледниковые ритмиты, которые при геологической съемке коррелировались с санчуговским горизонтом Нижнего Енисея. В них вложена песчаная толща мощностью до 45 м, имеющая средний OSL возраст 143 тыс. лет, т. е. МИС 6. Вышележащая морская толща с бореальной фауной моллюсков относится к МИС 5e, несмотря на то что ее средний OSL возраст 135 тыс. лет несколько превышает стандартный интервал 130–117 тыс. лет. К этим толщам южнее Гыданской гряды прислонена аллювиальная толща, отложенная в холодное время интервала МИС 5d-4. Осадки верхнего ледникового комплекса к северу от Гыданской гряды, вероятно, были сформированы в это же время. Интервалу МИС 3 соответствует аллювий с датировками от 24 до 37 тыс. лет.

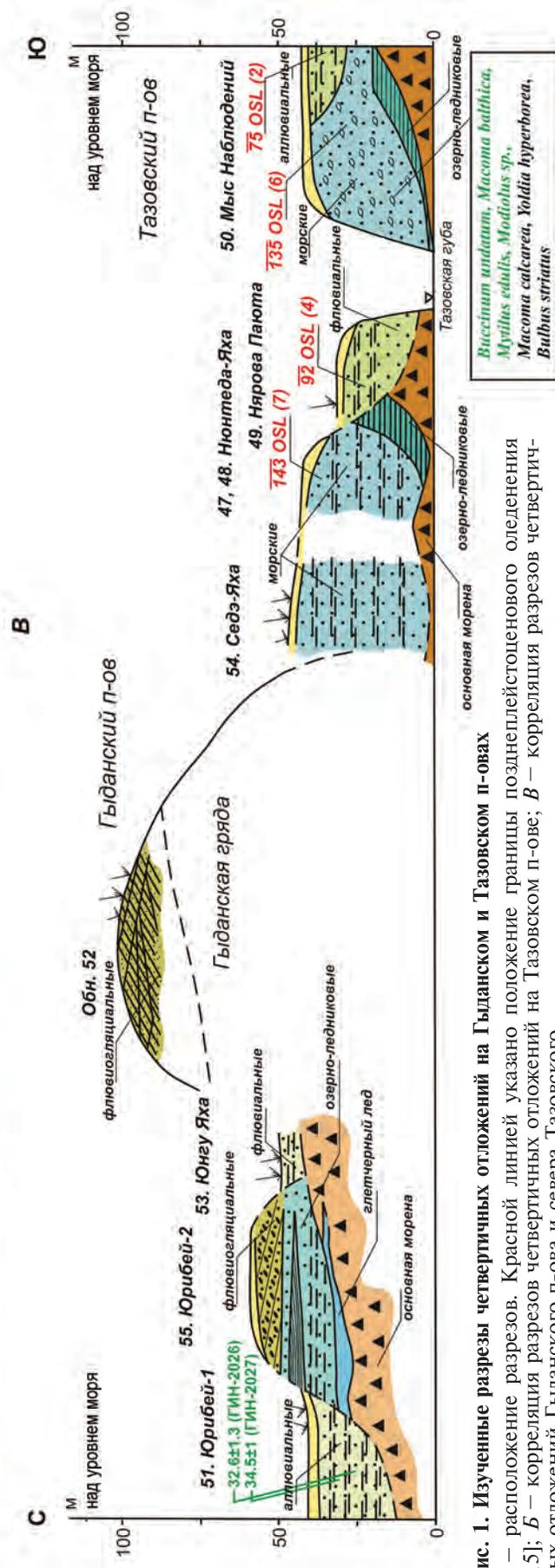
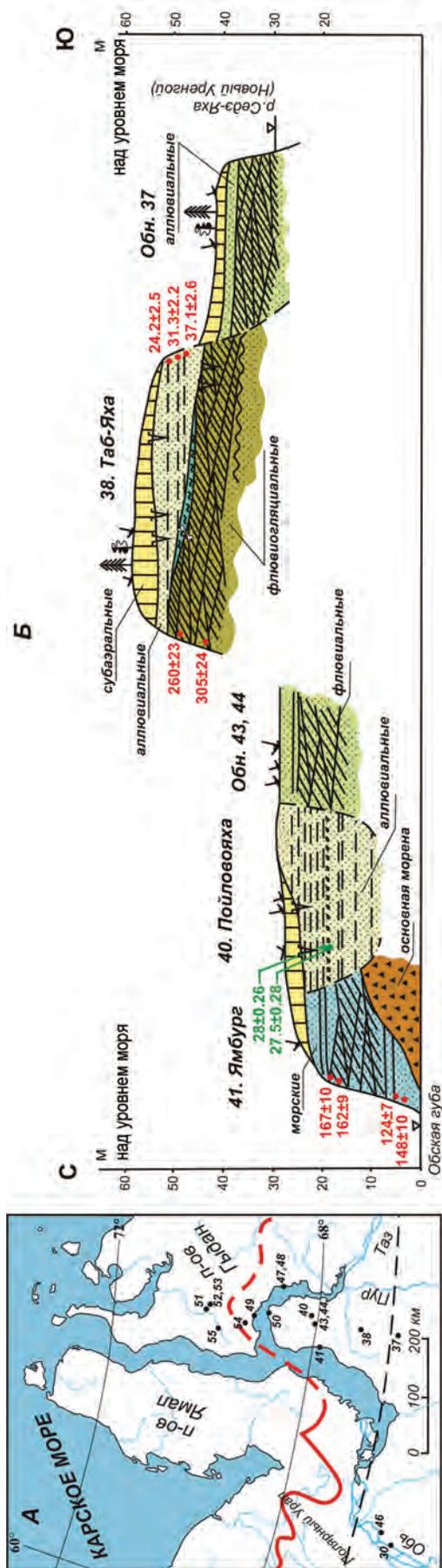
New data on biostratigraphy and geochronometry of the surficial sedimentary mantle of the Taz and Gydan peninsulas have been obtained in the course of the Russian-Norwegian project PECHORA. Glacial diamicton and glaciolacustrine rhythmities at the base of the exposed sequences were correlated by mapping geologists with the Sanchugovka horizon on Lower Yenisei. The sand formation up to 45 m thick which is incised into them has an average OSL age 143 kyr, i.e. MIS 6. The overlying marine sediments with *in situ* boreal fauna can be correlated with MIS 5e, although its average OSL age 135 kyr exceeds the standard interval of 130–117 kyr. South of the Gydan Ridge alluvial sediments incised into the mentioned formations were formed during the cold interval of MIS 5d to MIS 4. North of the Gydan Ridge the uppermost glacial formation was probably deposited at the same time. Alluvium with the dates of 24 to 37 kyr can be correlated with the interval of MIS 3.

Четвертичные отложения Гыданского и Тазовского п-овов остаются наименее изученными в Западной Сибири. На полуостровах, как на самостоятельной в литофациальном смысле территории, до сих пор не существует местной стратиграфической схемы. Корреляция толщ проводится с использованием климатостратиграфических горизонтов со стратотипами в соседних районах Нижней Оби и Нижнего Енисея [13].

Новые данные, полученные при работах по российско-норвежскому проекту PECHORA (Paleo Environment and Climate History of the Russian Arctic), позволили выделить несколько толщ, которые могут служить основой для местной стратиграфической схемы и имеют принципиальное значение для межрегиональной корреляции. Каждая из них хорошо узнаваема по седиментологическим, палеонтологическим и геохронометрическим признакам. Удалось также уточнить происхождение широко распространенных в центральной части Западносибирской Арктики толщ, которые слагают основание видимого разреза, и реконструировать несколько этапов осадконакопления в конце среднего плейстоцена и в позднем плейстоцене.

В ходе работ 2003–2005 гг. было изучено 21 обнажение на Гыданском и Тазовском п-овах и Игорской Оби (рис. 1, А). В результате датирования образцов растительных остатков, костей млекопитающих и кварцевых песков получено 12 новых радиоуглеродных дат и 34 OSL (оптически стимулированная люминесценция). Радиоуглеродный возраст определялся в лаборатории геохронологии СПбГУ под руководством Х. А. Арсланова, а датирование методом оптически стимулированной люминесценции – в Nordic laboratory for luminescence dating (University of Aarhus, Denmark, под руководством А. Murray).

**Нижний ледниковый комплекс.** Основание видимого разреза четвертичных отложений на Тазовском п-ове и юге Гыданского сложено песчаным либо глинистым диамиктоном с плоскокатанным валунно-галечным материалом и характерной оскольчатой структурой (рис. 1, Б и В). Множество валунов и гальки имеет форму классических ледогранников. В массивном диамиктоне большое количество шлиров и ксенокластов песков и алевритов, местами с сохранив-



**Рис. 1. Изученные разрезы четвертичных отложений на Гыданском и Тазовском п-овах**  
 А – расположение разрезов. Красной линией указано положение границы позднеплейстоценового оледенения [15]; В – корреляция разрезов четвертичных отложений на Тазовском п-ове; В – корреляция разрезов четвертичных отложений Гыданского п-ова и севера Тазовского. Точками указано местоположение обнажений. Зеленые цифры – радиоуглеродный возраст (тыс. лет). Красные цифры – опτικο-люминесцентный OSL возраст (тыс. лет). Красные цифры в скобках указаны количество лет) – средний OSL возраст по нескольким датировкам (тыс. лет)

шимися первичными текстурами. Их резкий контакт с вмещающим диамиктоном часто деформирован надвигами и складками. Кровля диамиктов неровная, размытая, местами она опускается ниже уровня моря, местами достигает отметок +20–25 м на Гыданском п-ове и +45–50 м на Тазовском.

Геологи-съемщики коррелировали диамиктовую толщу с салехардской на Нижней Оби (Р. А. Биджиев, 1981) или, вслед за В. Н. Саксом, с санчуговской толщей на Нижнем Енисее [11]. Согласно представлениям о морском и ледниково-морском генезисе салехардской и санчуговской толщ [10, 11], диамиктон Тазовского и Гыданского п-овов также считали осадками морского происхождения. Однако полученные нами структурные и текстурные характеристики диамиктов центральной части Западносибирской Арктики полностью совпадают с признаками основной морены, которые были детально изучены Ф. А. Каплянской и В. Д. Гарноградским в стратотипе санчуговской толщи у п. Усть-Порт на Нижнем Енисее [9].

Непосредственно выше диамиктовой толщи залегают параллельно-слоистые алевро-глинистые ритмы мощностью до 20 м. Они легко узнаваемы по ленточной структуре слагающих их осадков. Мощность отдельной ленты варьирует от первых миллиметров до 5–8 см. Причем тонкие ленты переходят в грубые не только вверх по разрезу, но и замещают их по латерали. В обн. 48, Нюнтеда-Яха 68°44' с. ш., 77°44'30" в. д. (рис. 2, В и Ж) подошва ритмов сложена глинами и алевритами с редкими и пологими песчаными дюнами. Ровный контакт, без эрозийных врезов и базального горизонта, прослеживается на сотни метров по простиранию. Характер контакта говорит о скором образовании водного бассейна вслед за отложением диамиктов основной морены без перерыва в осадконакоплении. Тонкозернистые осадки в основании ритмов свидетельствуют о высоком уровне воды и слабых скоростях течения сразу после начала седиментации. Подобная обстановка типична для проксимальной зоны приледниковых озер. Ленточная слоистость ритмов и структура самих алевро-глинистых лент в них аналогична таковым в озерно-ледниковых варвах (рис. 2, Д). Отличие ритмов Гыданского п-ова от, например, классических варв Швеции или горных озер, лишь в большей мощности отдельных лент. Такая разница объясняется несравненно большим количеством мелкозема в глетчерных льдах Западной Сибири. Покровные льды захватывали тонкозернистые осадки подстилающих пород мела, палеогена и четвертичной системы, явившиеся затем источником поступающего в подпрудное озеро терригенного материала. В пользу озерно-ледникового происхождения алевро-глинистых ритмов говорят и друпстоуны, которые представлены глыбами диамикта из нижележащей основной морены (рис. 2, Л).

Аналогичная по облику, стратиграфическому положению и мощностям толща алевро-глинистых ритмов была изучена на правом берегу Надвигской Оби, где слагает цоколь 40-метровой террасы. Там из перекрывающих ее песков были получены OSL даты порядка 130, а из подстилающих — около 200 тыс. лет [14].

Толщи диамиктов основной морены и озерно-ледниковых ритмов составляют цоколь 25–30 и 40–50 м террас. Эти террасы широко распространены к югу от Гыданской гряды и занимают большую часть Тазовского п-ова. Осадки высокой террасы представлены двумя различными по своим характеристикам толщами.

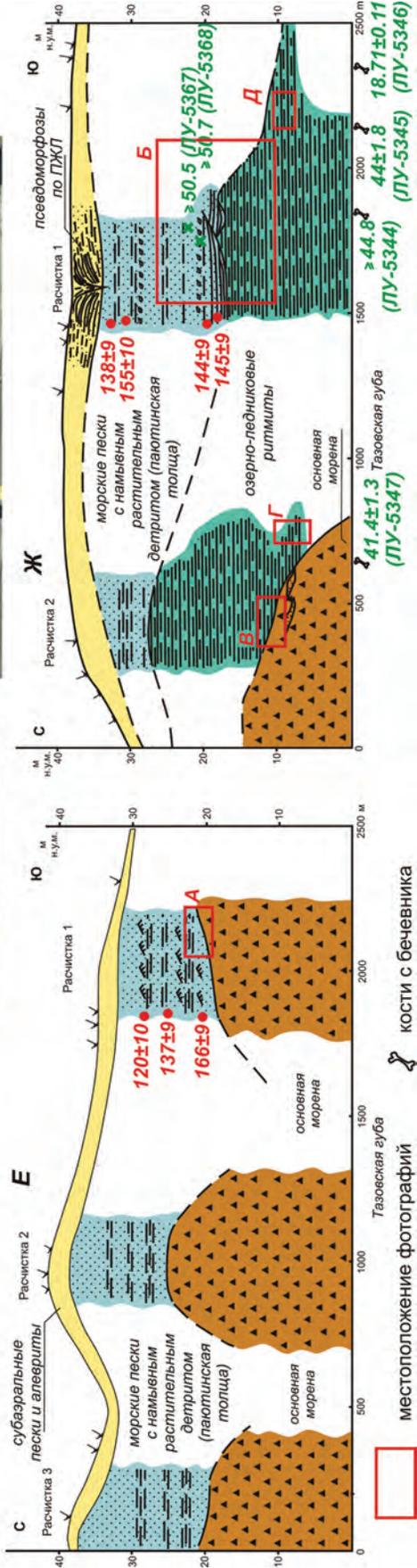
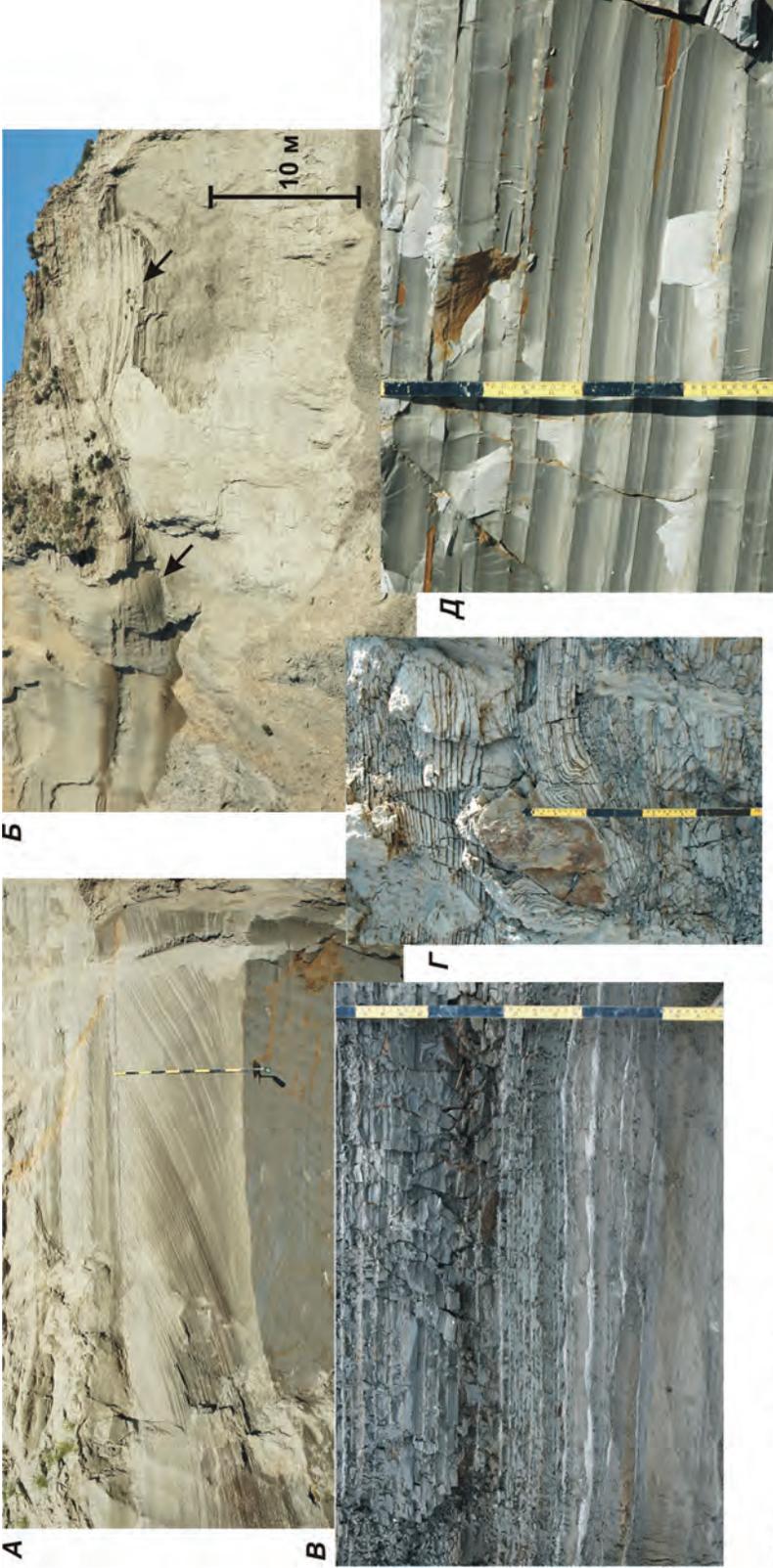
**Паютинская морская толща.** Первая, или паютинская, толща изучена в обнажениях Нюнтеда-Яха, Белая Яра 68°49'30" с. ш., 77°42' в. д. и Седэ-Яха 69°23'53" с. ш., 75°45'32" в. д. (обн. 47, 48 и 54 на рис. 1, В и 2, Е и Ж) на Гыданском побережье Тазовской губы. Терраса высотой 40–50 м сложена толщей песков с редкими прослоями глинистых алевритов и большим количеством намывного растительного детрита. Подошва песков неровная, благодаря крупным эрозионным врезам (рис. 2, Б) она местами поднимается до высоты +25 м над уровнем моря, а местами опускается. Кровля песков находится на высоте +45–50 м над уровнем моря. В северной части обнажения Нюнтеда-Яха, подстилающие озерно-ледниковые ритмы полностью выклиниваются, и пески врезаны в ледниковые диамикты. Косые S-образные серии мощностью до 1 м в основании паютинской толщи (рис. 2, А) говорят о прибрежной обстановке с вдольбереговыми течениями и образованием кос. Выше по разрезу косые серии сменяются на параллельные, где прослои песков мощностью 0,4–1,5 м чередуются с прослоями глинистых алевритов мощностью 0,1–0,3 м. Разнонаправленная рябь течения, тонкопараллельная слоистость, прослои глинистых алевритов и большое количество намывного растительного детрита свидетельствуют об обстановке морского мелководья с минимальным влиянием волнения и слабыми течениями.

Из паютинской толщи получено 7 датировок OSL-методом в интервале 120–166 тыс. лет (обр. 2525, 2526, 2530, 2558, 2559, 2568, 2569, таблица и рис. 1, В). Все даты, за исключением одной ( $120 \pm 10$  тыс. лет), соответствуют МИС 6 (морская изотопная стадия), т.е. концу среднего плейстоцена.

Аналогичные паютинским пескам осадки врезаны в ледниковые диамикты на западном побережье Тазовского п-ова, где у пос. Ямбург 67°55'30" с. ш., 74°49' в. д. вскрывается 25-метровая терраса, покрытая плащом лессовидных алевритов (обн. 41, рис. 1, Б). Из этих песков получены четыре OSL даты в интервале 124–167 тыс. лет (обр. 1358, 1359, 1360 и 1361, таблица). Геохронометрические данные и стратиграфическое положение позволяют коррелировать песчаную толщу у Ямбура с паютинской

**Рис. 2. Опорные разрезы морской паютинской толщи на Гыданском п-ове**

*A* – эрозионный контакт паютинских песков с подстилающими ледниковыми диамиктами. Черное деление линейки – 10 см; *B* – стрелками указана подошва морской паютинской толщи, вложенной в озерно-ледниковые ритмиты; *B* – характер контакта озерно-ледниковых ритмитов с подстилающими диамиктами; *Г* – диамиктовый дрипстоун в озерно-ледниковых ритмитах; *Д* – мощность и текстура лент в озерно-ледниковых ритмитах; *Е* – схема разреза в обн. 47, Белая Яра; *Ж* – схема разреза в обн 48, Нюнтеда-Яха



**ДАТИРОВКИ МЕТОДОМ ОПТИЧЕСКИ СТИМУЛИРОВАННОЙ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ (OSL)  
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ  
(получены в Nordic laboratory for luminescence dating. University of Aarhus, Denmark)**

Лаб. номер	Номер образца	Местоположение	Отложения	Возраст, тыс. лет	Поглощенная радиация, Гр	Интенсивность радиации, Гр/тыс. лет
042591	03-1346	Таб-Яха Обн. 38	Аллювиальные пески и алевриты	24 ± 2	42,3 ± 1,1	1,75 ± 0,17
042592	03-1336		То же	31 ± 2	20,5 ± 0,8	0,66 ± 0,04
042593	03-1337		»	37 ± 3	30,6 ± 0,6	0,82 ± 0,05
042594	03-1334		Флювиогляциал, цоколь террасы	260 ± 23	115 ± 4	0,44 ± 0,04
042595	03-1342		То же	305 ± 24	212 ± 10	0,7 ± 0,04
042587	03-1358	Ямбург Обн. 41	Морские пески	167 ± 10	170 ± 6	1,02 ± 0,05
042588	03-1359		То же	162 ± 9	195 ± 6	1,2 ± 0,05
042590	03-1361		»	124 ± 7	213 ± 6	1,72 ± 0,07
042589	03-1360		»	148 ± 10	247 ± 11	1,67 ± 0,08
052547	04-2509	Игорская Обь Обн. 46	Субаэральные пески и алевриты	89 ± 5	166 ± 7	1,87 ± 0,07
052548	04-2510		То же	82 ± 6	159 ± 8	1,94 ± 0,07
052546	04-2508		»	72 ± 4	86 ± 3	1,19 ± 0,05
052545	04-2507		»	73 ± 5	90 ± 4	1,23 ± 0,06
052544	04-2504		Флювиальные пески	104 ± 7	175 ± 10	1,69 ± 0,07
052543	04-2503		То же	116 ± 7	178 ± 7	1,53 ± 0,06
052550	04-2526	Белая Яра Обн. 47	Морские пески с намывным войлоком	120 ± 10	214 ± 15	1,78 ± 0,07
052549	04-2525		То же	137 ± 9	285 ± 13	2,07 ± 0,09
052551	04-2530		»	166 ± 9	298 ± 9	1,79 ± 0,07
052563	04-2626	Мыс Наблюдений Обн.50	Флювиальные пески с прослоями торфа	74 ± 5	145 ± 6	1,96 ± 0,09
052562	04-2625		То же	77 ± 5	136 ± 6	1,76 ± 0,07
052542	04-2614		Морские пески с бореальной фауной	132 ± 17	278 ± 10	2,11 ± 0,25
052561	04-2613		То же	152 ± 10	309 ± 14	2,04 ± 0,08
052541	04-2598		»	127 ± 7	257 ± 9	2,03 ± 0,08
052540	04-2597		»	124 ± 8	257 ± 11	2,08 ± 0,08
052560	04-2592		»	141 ± 8	278 ± 11	1,98 ± 0,07
052559	04-2591		»	133 ± 8	274 ± 10	2,06 ± 0,08
052539	04-2569		Нюнтеда- Яха Обн. 48	Морские пески с намывным войлоком	155 ± 10	309 ± 14
052538	04-2568	То же		138 ± 9	251 ± 11	1,82 ± 0,08
052537	04-2559	»		145 ± 9	253 ± 11	1,75 ± 0,07
052554	04-2558	»		144 ± 9	262 ± 11	1,82 ± 0,07
052558	04-2583	Нярово Паюта Обн. 49	Аллювиальные пески	69 ± 4	138 ± 5	2 ± 0,08
052557	04-2580		То же	106 ± 7	96 ± 4	0,9 ± 0,04
052556	04-2575		»	86 ± 5	152 ± 7	1,76 ± 0,07
052555	04-2574		»	108 ± 8	122 ± 6	1,13 ± 0,06
022517	01-0162	Питляр Обн. 30	Озерно-ледниковые пески	75 ± 4	149 ± 6	1,99 ± 0,07
022516	01-0161		То же	73 ± 4	150 ± 3	2,08 ± 0,08
022515	01-0160		Субаэральные пески	76 ± 4	151 ± 3	1,98 ± 0,09
022514	01-0159		То же	108 ± 6	196 ± 5	1,82 ± 0,08
022513	01-0154		»	62 ± 4	104 ± 4	1,68 ± 0,07
022512	01-0153		»	66 ± 4	102 ± 3	1,55 ± 0,08

Примечание. OSL возраст рассчитывается делением значений поглощенной радиации на интенсивность радиации.

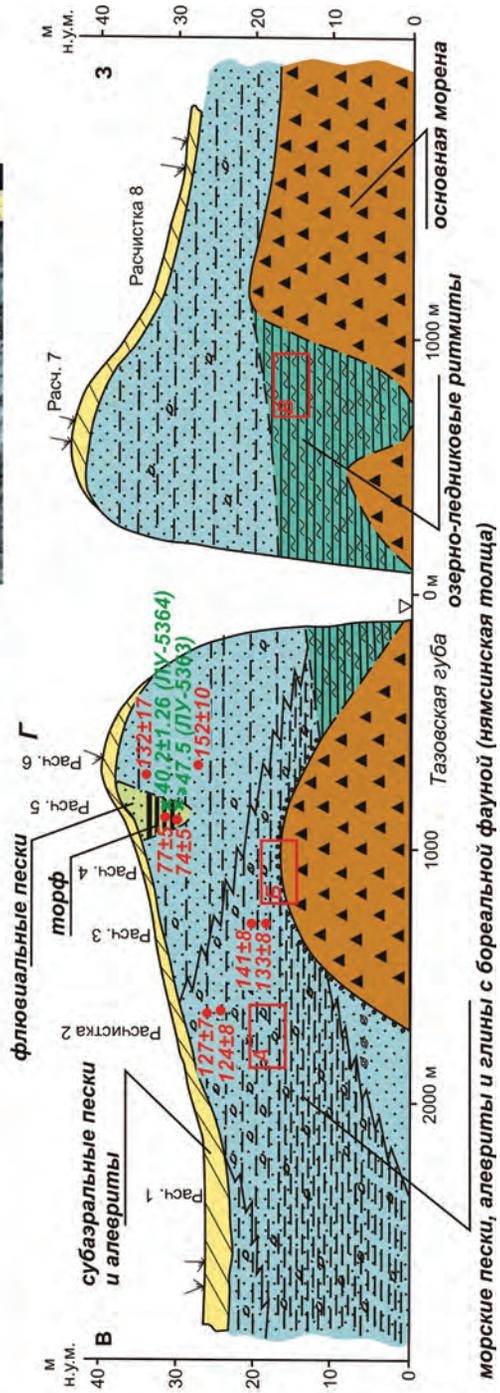
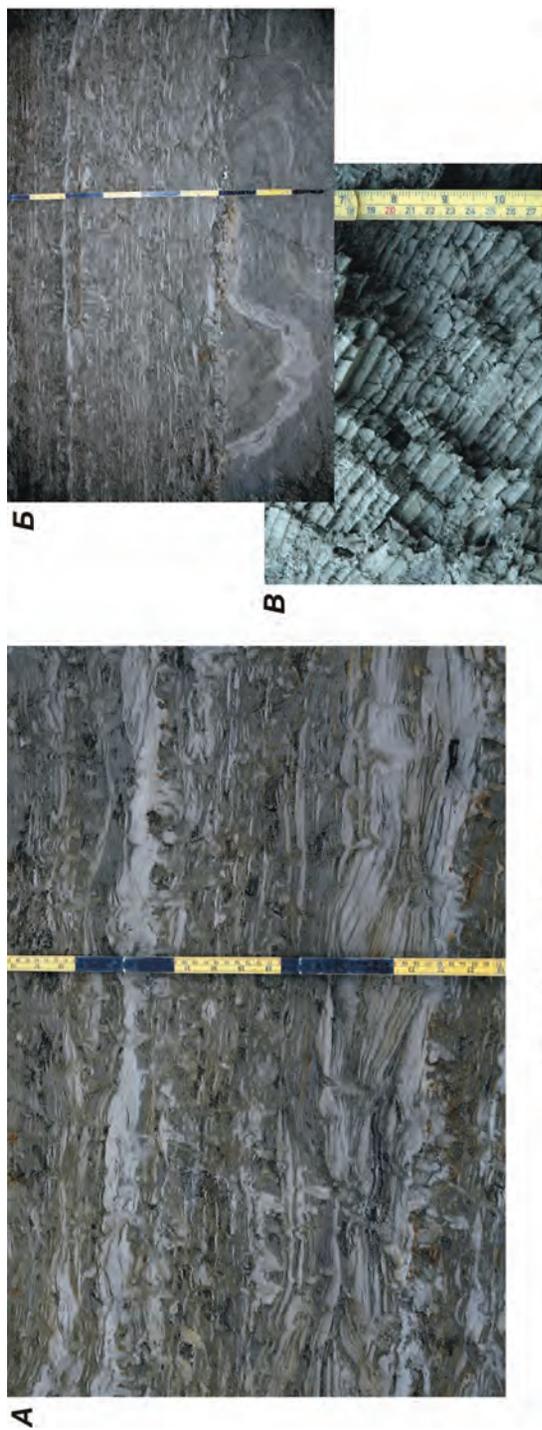


Рис. 3. Опорный разрез морских межледниковых отложений (нямсинская толща) на севере Тазовского п-ова

А – мультислойная и флазерная слоистость с многочисленными ихнофоссилиями в морских осадках нямсинской толщи; Б – эрозивный контакт морской бореальной толщи с подстилающими ледниковыми диамиктами; В – характерная ленточная слоистость в озерно-ледниковых ритмитах; Г – схема разреза в обн. 50, Мыс Наблюдений

на Гыданском п-ове. Пониженная по сравнению с Гыданским п-овом поверхность террасы является скорее всего результатом длительных процессов ветровой и мерзлотной эрозии.

**Нямсинская морская толща.** В обнажении у мыса Наблюдений  $68^{\circ}57'50''$  с. ш.,  $76^{\circ}05'50''$  в. д., на северном побережье Тазовского п-ова (обн. 50 на рис. 1, В и рис. 3, Г) представлена вторая толща 40–50-метровой террасы. Она названа нямсинской по имени правого притока р. Адер-Паюта – руч. Нямса-Хэй-Яха, протекающего недалеко от обнажения. Здесь, так же как и на п-ове Гыдан, в цоколе террасы выходят ледниковые диамикты с перекрывающими их озерно-ледниковыми ритмитами (рис. 3, В). С угловым несогласием на них залегают осадки в нескольких фациях, замещающих друг друга как по простиранию, так и по разрезу. Мы рассмотрим наиболее представительную из них, мощность которой достигает 25 м. Это параллельно переслаивающиеся пески, алевролиты и глины. Мощность слоев от первых миллиметров до 20–25 см, они часто выклиниваются и имеют неправильные очертания. В песчаных и алевролитовых слоях наблюдаются мультислойная и флазерная слоистость, редкая рябь течения и многочисленные субвертикальные ходы моллюсков (рис. 3, А). Кроме того, содержится огромное количество останков двустворчатых и гастропод *Buccinum undatum*, *Macoma balthica*, *Modiolus* sp., *Mytilus edulis*, *Macoma calcarea*, *Yoldia hyperborea* и *Bulbus striatus* (определения Б.И. Сиренко, ЗИН РАН). Первые четыре вида являются типично бореальными. Ранее из этих же осадков были определены еще два теплолюбивых вида: *Natica clausa* и *Pholas crispata* [7]. На контакте с подстилающими ледниковыми диамиктами и озерно-ледниковыми ритмитами отмечается базальный горизонт мощностью в первые сантиметры с гравием и многочисленными обломками раковин (рис. 3, Б). Тонкая прерывистая слоистость, многочисленные каналцы – следы блуждающих водных потоков, обилие илистого материала, створки моллюсков и следы их жизнедеятельности указывают на мелководную обстановку осадконакопления в зоне приливов и отливов. Из нямсинской морской толщи было получено шесть OSL датировок в интервале 124–152 тыс. лет (обр. 2591, 2592, 2597, 2598, 2613, 2614, таблица, рис. 1, В и 3, Г). С учетом указанной для каждой даты лабораторной ошибки четыре из них синхронны интервалу МИС 5e, а одна датировка ( $133 \pm 8$  тыс. лет) находится очень близко к нижней границе этого интервала.

Присутствие в разрезе следов жизнедеятельности моллюсков, в данном случае субвертикальных ходов двустворчатых, имеет принципиальное значение по двум причинам. Во-первых, столь ярко выраженные ихнофоссилии крайне редко встречаются в четвертичных отложениях севера, а в Западносибирской Арктике их опи-

сания практически отсутствуют. Во-вторых, наличие ихнофоссилий в разрезе неоспоримо доказывает, что сохранившиеся створки моллюсков находятся *in situ*. Напротив, створки раковин, без каких-либо текстурных признаков существования морской фауны во время седиментогенеза, часто являются причиной ошибочных выводов о морском происхождении осадков, никогда не отлагавшихся на морском дне [12].

**Корреляция морских толщ.** В ходе геологической съемки на Гыданском и Тазовском п-овах корреляцию паютинских и нямсинских песков проводили с казанцевскими слоями, стратотип которых находится на Нижнем Енисее. В некоторых случаях их соотнесли даже с каргинскими слоями [1] в их первоначальном понимании (В. Н. Сакс [11]). Однако прямых доказательств такой корреляции ни у кого не было. Основными аргументами служили положение морских слоев над санчуговскими (салехардскими) слоями и находки теплолюбивой фауны моллюсков. При этом каких-либо руководящих видов, характерных исключительно для казанцевских слоев, к западу от Енисея никем указано не было. Кроме того, последние данные об отсутствии четких признаков определения стратиграфического положения казанцевских слоев даже на Нижнем Енисее позволяют усомниться в валидности их стратотипа [6]. Причиной ошибочных корреляций даже местного уровня было еще и то, что не уделялось должного внимания характеру взаимоотношений между морскими осадками и подстилающими их осадками ледникового ряда.

Вышеприведенные геохронометрические данные дают возможность определить хроностратиграфическое положение столь известной морской толщи с бореальной фауной, а также и морских осадков, не содержащих створок раковин, но отлагавшихся в том же бассейне лишь немногим ранее. Следует отметить, что OSL даты дают довольно большую лабораторную ошибку  $\pm 8$ – $10$  тыс. лет, обычную для столь древних возрастов. С учетом этого, а также фациальных различий паютинской и нямсинской толщ полученные 13 OSL датировки можно разделить на две группы: 124–133 и 137–166 тыс. лет. Из 13 дат лишь три будут входить в обе группы сразу:  $120 \pm 10$ ,  $141 \pm 8$  и  $152 \pm 10$  тыс. лет, и ими можно пренебречь. Выделенные по OSL датам интервалы времени позволяют нам провести не только межрегиональную корреляцию. Благодаря им мы можем убедиться в хронологическом различии морских толщ, которые находятся в одном стратиграфическом положении на расстоянии менее чем в сотню километров друг от друга.

Новые геологические и геохронометрические данные позволяют теперь связать между собой толщи трех ключевых регионов севера Западной Сибири, маркирующие позднеледниковое межледниковье. Аналогичным по возрасту морской толще с бореальной фауной у мыса

Наблюдений является шурышкарский торфяник на Нижней Оби. Его уран-ториевое и OSL датирование показало значения, близкие к OSL значения нямсинской толщи [4]. Аллювий высокой правобережной террасы Надымской Оби также имеет аналогичные OSL датировки в интервале 125–138 тыс. лет [3] и межледниковые спорово-пыльцевые спектры [8]. В нижнем течении Енисея синхронными межледниковым морским слоям на севере Тазовского п-ова и юге Гыданского являются континентальная толща малохетского аллювия с OSL датами в 100–112 тыс. лет [5] и морские каргинские слои с ЭПР датой 121,9 тыс. лет [2].

**Осадки последнего ледникового.** К югу от Гыданской гряды в морские паутинские и нямсинские слои вложена толща флювиальных песков, алевритов и глин с редкими линзами торфов и псевдоморфозами по ПЖЛ. Они слагают 25–30-метровую террасу с диамиктоном основной морены в цоколе. В обнажении Нярова Паюта (обн. 49, 69°13' с. ш., 76°09' в. д., рис. 1, В) OSL возраст флювиальных песков находится в интервале от 69 до 108 тыс. лет (обр. 2574, 2575, 2580 и 2583, таблица), а радиоуглеродные даты прослоев торфа оказались за пределами:  $\geq 51,2$  (ЛУ-5365),  $\geq 51,3$  тыс. лет (ЛУ-5366). Датирование флювиальной толщи указывает на интервал ее формирования от МИС 5d до МИС 4. Похолодание этого времени соответствует раннему валдаю Европейской России, однако следов покровного оледенения этого возраста южнее Гыданской гряды не обнаружено. Аналогичные флювиальные осадки с OSL датами  $74 \pm 5$  и  $77 \pm 5$  тыс. лет назад (обр. 2625 и 2626, таблица) и двумя за пределами  $^{14}\text{C}$  датами (рис. 1, В и 3, Г) вложены в морскую толщу с бореальной фауной у мыса Наблюдений. Хронологически сопоставимые (образцы обн. 30 и 46 в таблице) флювиальные и субаэральные отложения на Нижней Оби подстилают и перекрывают верхнеплейстоценовые озерно-ледниковые отложения (см. статью В. И. Астахова и др. в этом номере). При этом они также залегают либо на среднеплейстоценовой морене, либо на межледниковых слоях.

К северу от Гыданской гряды наблюдаются совершенно иные по своему облику и взаимоотношениям осадки. Основание разреза здесь сложено погребенными ледниковыми льдами и диамиктоном с характерными для основной морены структурными и текстурными признаками (рис. 1, В). Они перекрывают водноледниковыми осадками подпрудных водоемов и потоков талых ледниковых вод. Уникальный разрез находится в верхнем течении р. Юрибей 69°50' с. ш., 74°54' в. д. (обн. 55, рис. 1, В), где в обрывах, по разные стороны меандровой шпору шириной 700 м, вскрывается 25-метровая терраса. В основании залегает глетчерный лед мощностью 5–6 м с огромным количеством глинистого дебриса, круто наклоненной на север

сланцеватостью и лежащими складками. Сверху, на оплавленном контакте, лежит абляционная покрывка глинистого диамиктона мощностью 2 м. Выше по разрезу ее перекрывают озерно-ледниковые пески, без перерывов переходящие в варвы мощностью 4–6 м и затем снова в горизонтально-слоистые пески. Они в свою очередь перекрываются пачкой мощностью 7 м, состоящей из наклоненных под углом в 12° на юг слоев песка и редких прослоев гравия, которые от подошвы пачки поднимаются к ее кровле. Трансгрессивно-регрессивная последовательность варв и песков, вероятно, является следствием возникновения озера у фронта ледника и последующего его обмеления. Венчающая разрез диагонально-слоистая пачка интерпретируется как передовые пласты флювиогляциальной дельты.

Расположенные стратиграфически выше осадки встречены в 25–30-метровых речных террасах. Севернее Гыданской гряды, в береговом обрыве правого берега р. Юрибей к востоку от о. Парисен-То (обн. 51, 70°02' с. ш., 75°51' в. д., рис. 1, В) вскрыта 18-метровая толща ритмично переслаивающихся песков, глин и алевритов с большим количеством намывного растительного детрита и прослоями торфа. Предшествующее радиоуглеродное датирование образцов торфа дало значения  $32\,600 \pm 1300$  (ГИН-2026) и  $34\,500 \pm 1000$  (ГИН-2027) лет назад [1].

На Тазовском п-ове, в 18-метровом обнажении на левом берегу р. Пойловоуха (обн. 40, 68°07'30" с. ш., 76°15' в. д., рис. 1, Б) из параллельно переслаивающихся песков и алевритов с намывным войлоком были получены две радиоуглеродные даты:  $27\,500 \pm 280$  (ЛУ-5105) и  $28\,000 \pm 260$  (ЛУ-5104). Аналогичные осадки были датированы OSL-методом на левом берегу 30-метровой террасы р. Таб-Яха (обн. 38, 66°50' с. ш., 76°12' в. д., рис. 1, Б). В карьере глубиной 25 м вскрывается цоколь террасы, представленный среднеплейстоценовыми флювиогляциальными песками и галечниками с OSL возрастом  $260 \pm 23$  и  $305 \pm 24$  тыс. лет назад (обр. 1334, 1342, таблица). В них вложены параллельно-слоистые пески и алевриты с костями мамонта в приподошвенном слое и OSL датами:  $24 \pm 2$ ,  $31 \pm 2$  и  $37 \pm 3$  тыс. лет назад (обр. 1336, 1337 и 1346, таблица).

Вышеуказанные осадки с датировками в интервале 24–37 тыс. лет назад скорее всего синхронны МИС 3 и являются различными фациями аллювия, формировавшегося в условиях сухого континентального климата.

Основание видимого разреза в центральной части Западносибирской Арктики сложено ледниковыми и озерно-ледниковыми осадками среднего плейстоцена. Морская паутинская толща имеет широкое распространение и характерные отличительные признаки на Тазовском и Гыданском п-овах. Она перекрывает

вает осадки среднеплейстоценового ледникового комплекса в основании разреза и имеет OSL возраст, близкий к верхней границе МИС 6. Осадки паютинской толщи, возможно, отлагались во время ранней ингрессии на финальной стадии деградации среднеплейстоценового покровного оледенения. Бореальные осадки нямсинской толщи у мыса Наблюдений относятся к первому термомеру верхнего плейстоцена и являются межледниковым репером в разрезе четвертичных отложений центральной части Западно-Сибирской Арктики. Согласно геохронометрическим данным и многочисленным останкам теплолюбивой фауны моллюсков, нямсинская толща синхронна эемской трансгрессии и МИС 5e. Отсутствие ледниковых осадков, перекрывающих морские паютинскую и нямсинскую толщи, говорит о том, что позднеплейстоценовое покровное оледенение не продвигалось южнее Гыданской гряды. Во время последнего ледниковья на юге Гыданского п-ова и на Тазовском п-ове господствовали континентальные условия осадконакопления, о чем свидетельствуют толщи аллювия с OSL и радиоуглеродными датами в интервале 108–24 тыс. лет. Следы позднеплейстоценового покровного оледенения присутствуют лишь к северу от Гыданской гряды. Там они представлены мореной с пластовыми льдами и озерно-ледниковыми песками и варвами, перекрытыми флювиогляциальной дельтой.

Обсуждаемые в статье результаты получены при совместных русско-норвежских исследованиях по проекту PECHORA, финансировавшемуся Research Council of Norway. Автор глубоко признателен своему учителю В. И. Астахову за ценные консультации и рекомендации в ходе проведенных работ.

1. Авдалович С. А., Биджиев Р. А. Каргинские морские террасы на севере Западной Сибири и проблема сартанского оледенения // Известия АН СССР. Серия геогр. 1984. № 1. С. 89–100.
2. Архитов С. А. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 95 с.
3. Астахов В. И., Арсланов Х. А., Назаров Д. В. Возраст мамонтовой фауны на Нижней Оби // Докл. РАН. 2004. Т. 396. № 2. С. 253–257.
4. Астахов В. И., Арсланов Х. А., Максимов Ф. Е. и др. Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // Докл. РАН. 2005. Т. 401. № 1. С. 95–99.
5. Астахов В. И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоев на Нижнем Енисее // Докл. РАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 63–66.
6. Астахов В. И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207–1220
7. Белорусова Ж. М. К вопросу о четвертичной истории Тазовского полуострова // Новые данные о геологии севера Западно-Сибирской низменности. Тр. ВНИГРИ. 1960. Вып. 158. С. 144–157.
8. Зубаков В. А. Новейшие отложения Западно-Сибирской низменности. Л.: Недра, 1972. 312 с.
9. Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Происхождение санчуговской толщи и проблема соотношения оледенений и морских трансгрессий на севере Западной Сибири // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л.: ВГО, 1975. С. 53–95.
10. Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири (стратиграфия). М.: Изд-во МГУ, 1970. 322 с.
11. Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике // Тр. НИИГА. 1953. Т. 77. 627 с.
12. Троицкий С. Л. Современный антигляциализм: критический очерк. М.: Наука, 1975. 163 с.
13. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины / Под ред. В. С. Волковой, А. Е. Бабушкина. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с., 3 прил.
14. Astakhov V. I. Middle Pleistocene glaciation of the Russian North // Quaternary Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1285–1311.
15. Svendsen J. I., Alexanderson H., Astakhov V. I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // Quaternary Sci. Rev. 2004. Vol. 23. P. 1229–1272.