

Подземные льды и наледи

УДК 551.79

Стратиграфия разреза «Марре-Сале» (Западный Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа

© 2015 г. О.Л. Опокина^{1,2}, Е.А. Слагода^{1,2}, А.Н. Курчатова^{1,2}¹Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень; ²Тюменский государственный нефтегазовый университет
opokina@ikz.ru

Stratigraphy of the section «Marre-Sale» (West Yamal): analysis with consideration for new data on radiocarbon

O.L. Opokina^{1,2}, E.A. Slagoda^{1,2}, A.N. Kurchatova^{1,2}¹Earth Cryosphere Institute, Siberian Branch of the RAS, Tyumen; ²Tyumen Oil and Gas University

Статья принята к печати 18 августа 2015 г.

*Возраст отложений и льдов, голоцен, неоплейстоцен, органические остатки, подземные льды.**Age of sediments and ice, ground ice, Holocene, Neopleistocene, organic remains.*

Сложное строение разреза мыса Марре-Сале и разные подходы к его изучению – основные причины продолжения дискуссии о возрасте и генезисе отложений и подземных льдов. Новые радиоуглеродные данные дополняют опубликованные ранее сведения о возрастных характеристиках верхней части разреза. Установлено, что пластовые льды сложной формы в верхней части разреза залегают в разновозрастных толщах, а формировались они во второй половине голоцена.

Complex structure of the section across the cape Marre-Sale as well as different approaches to its study are the main reasons for continuation of discussion about the age and genesis of deposits and ground ice. New radiocarbon data complement the previously published information about the age characteristics of upper part of the section. It has been found that the upper strata ices having complex shape occur in layers of different age, while they were formed in the Holocene second half.

Методика исследований

Опорный геокриологический разрез Западного Ямала в районе полярной станции Марре-Сале (рис. 1) имеет длительную историю изучения [8, 9, 12–15, 18, 21]. Сложное строение разреза, ежегодно меняющееся из-за отступления берегов, и неравномерное распределение органических остатков затрудняют оценку возраста отложений с подземными льдами. Цель настоящей работы – стратиграфическое расчленение разреза «Марре-Сале» на основе новых радиоуглеродных датировок отложений.

Комплексные исследования разреза «Марре-Сале» проведены в 2008–2012 гг. и включали в себя изучение состава и строения отложений, морфологии ледяных тел, минеральных и органических включений во льду, химического, изотопного состава и кристаллической структуры льда [19]. Образцы органики на радиоуглеродный анализ отобраны авторами, а в 2012 г. – авторами в составе международной экспедиции с участием Т. Родионова (МГУ имени М.В. Ломоносова), М. Angelopoulos (McGill

University, Canada), M.T. Jorgenson (University of Alaska Fairbanks, USA), E. Godin (University of Montreal, Geography Department, Canada), E. Stephani (University of Alaska Fairbanks, USA), P. Urdea (West University of Timișoara, Romania), J. Malenfant-Lepage (University Laval, Canada), D. Fortier (University of Montreal, Canada). Радиоуглеродные датировки выполнены канд. геол.-минер. наук Л.А. Орловой в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск. Остаточная активность углерода определялась на спектрометре-радиометре Quantulus 1220. Для расчёта возраста использован период полураспада ¹⁴C, равный 5570 лет, возраст рассчитан от 1950 г.

Результаты исследований

Опорный разрез «Марре-Сале» расположен в береговом обнажении II и III морских террас на протяжении 4,5 км южнее устья р. Марре-Яха. Разрез характеризуется невыдержанностью за-

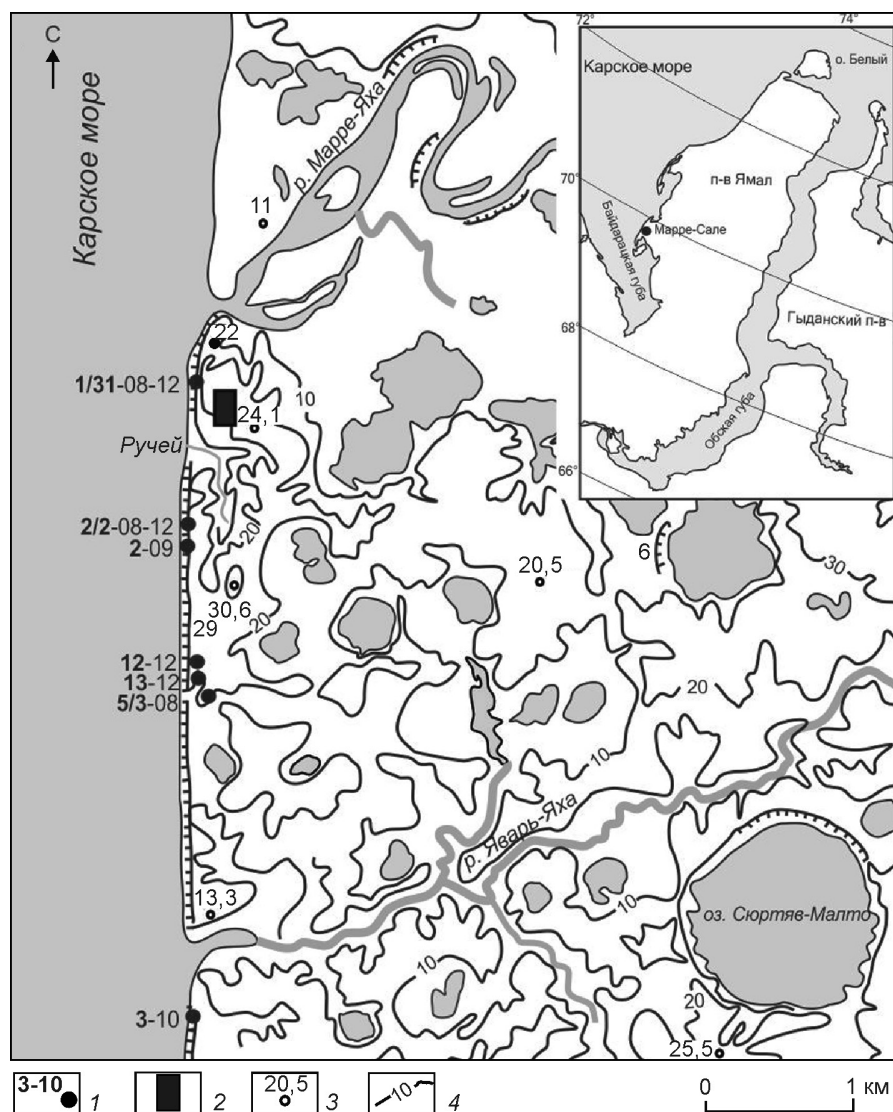


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов:

1 – номер (жирный шрифт) и годы расчистки (обычный шрифт); *2* – полярная станция Марре-Сале; *3* – абсолютная отметка поверхности; *4* – горизонталь

Fig. 1. Layout of studied sections: *1* – the number (bold font) and years of section (regular font); *2* – polar station Marre-Sale; *3* – absolute altitude; *4* – contour

легания отложений по латерали, разнообразием деформаций, криогенных текстур и залежеобразующих льдов. Нижняя часть разреза сложена крупно- и мелкофрированными складчатыми серыми глинами, местами с вертикальной и крутонаклонной слоистостью, с прослоями светло-серых песков. Кровля глин неровная, размытая и осложнена внедрениями вверх по контактам ледяных тел. На севере обнажения она расположена на глубине 4–6 м, в центре – на глубинах 3–20 м, а южнее погружается под урез моря. Видимая мощность глин – до 20 м. В 3,5 км южнее станции Марре-Сале, в глинах вскрывается нижняя пластовая залежь параллельно-слоистого льда протяженностью 300 м. Она деформирована в крупную антиклинальную складку и в сводовой части достигает максимальной высоты 6 м [19].

Над глинами залегают пылеватые пёстрые пески с линзами супесей и охристыми чёрно-сизыми пятнами железа по разложенным растительным остаткам. Они распространены в виде отдельных линз и шаровидных включений (до 1 м) на контактах с верхней залежью льда. Слой песков перекрыт коричневыми серыми супесями с линзами песков и желтоватыми мелко- и тонкозернистыми песками с тонкой слоистостью. Отложения послойно (1–3 см) обогащены автохтонными остатками мхов, нитевидными корешками растений, гнёздами торфа (до 10 см). Супесчаный горизонт сверху разбит на блоки полигонально-жильными льдами, снизу – штоками и лакколитами, осложняющими верхнюю пластовую залежь льда. Седиментационная слоистость супесей и поясковые криогенные текстуры в блоках – го-

ризональные, вблизи полигонально-жильных льдов — слабо изогнуты вверх, на контакте с вертикальными ледяными телами — круто изогнуты и запрокинуты. Кровля слоя и верхние части залегающих подземных льдов размыты. На севере разреза мощность супесчаных отложений составляет 4–6 м, в центре — 5–8 м и более.

В южной части разреза, в 200 м южнее устья р. Яварь-Яха, в береговом уступе высотой 12–15 м вскрывается единая толща плотных слоистых серых суглинков и супесей с прослоями (3–7 см) автохтонного торфа из мхов, которая содержит мощные полигонально-жильные льды шириной до 6 м. Видимая мощность заторфованных отложений — 6,5 м.

Все перечисленные горизонты с размывом перекрывает покровный слой мощностью до 1,5 м. Он представлен желтоватыми песками с пятнами ожелезнения, линзами супесей, суглинков и аллохтонного торфа. Отложения слоя деформированы торфяными жилками, криотурбациями и просадками над протаявшим льдом. В центре разреза покровный горизонт частично развеван, пески с редкими линзами аллохтонного торфа сохранились только в понижениях над полигонально-жильными льдами. Южнее, на склоне высокой водораздельной поверхности покровный слой представлен автохтонным торфом. К покровному горизонту можно отнести и отложения осушенного хасырея — песков с прослоями торфа. Почвенный горизонт в разрезе сложен коричневыми супесями, серыми песками с корнями растений и линзами автохтонного или аллохтонного торфа мощностью до 1 м.

Обсуждение результатов

Исследователи при определении возраста мёрзлых толщ часто сталкиваются с рядом трудностей. Так, присутствие аллохтонной органики во вмещающих и перекрывающих подземный лёд отложениях может существенно удревнить или омолодить их возраст [5] и соответственно осложнить оценку времени формирования подземных льдов. Поэтому для интерпретации результатов радиоуглеродного датирования мёрзлых толщ необходимо использовать только образцы автохтонной органики. Инверсии радиоуглеродных датировок по разрезу возможны и в случае нарушения горизонтального залегания слоёв.

При интерпретации радиоуглеродных данных важно учитывать генезис, тип подземного льда и его взаимоотношение с вмещающими отложениями в разрезе. Подземные льды в зависимости от времени их образования либо синхронны, либо моложе вмещающих их отложений. Так, погребённые наземные льды всегда перекрываются более молодыми осадками. А в случае синкриолитолиза — одновременного (в геологическом масштабе времени) накопления и промерзания осадков — возраст подземных льдов и вмещающих их отложений будет практически одинаков. При сингенетическом промерзании формируются полигонально-жильные льды [17], а также субмаринные и прибрежно-морские пластовые льды [23]. Возраст эпигенетических льдов может быть существенно моложе вмещающих литифицированных или преобразованных процессами раннего диагенеза пород. При эпигенетическом промерзании формируются инъекционные, сегрегационно-миграционные пластовые залежи льда различных форм, а также полигонально-жильные льды в криогенном элювии пород. Эпигенетичны по отношению к породам и окончания сингенетических полигонально-жильных льдов. При интерпретации результатов радиоуглеродного датирования ледяных образований необходимо уточнение механизма попадания органики в лёд.

Формирование и рост полигонально-жильных льдов происходят в основном за счёт замерзания талой снеговой воды в морозобойных трещинах [17]. Талые воды смывают с поверхности фрагменты современных растений и переносят их в морозобойные трещины. Органика, содержащаяся в полигонально-жильном льду, в основном указывает на интервал времени активного морозобойного растрескивания поверхности. У сингенетических ледяных жил возраст органики во льду и вмещающих отложениях будет близок, а возраст растительных остатков в эпигенетических ледяных жилах — моложе вмещающих пород [5]. При интенсивном размыве пород не исключено попадание в полигонально-жильные льды переотложенной древней органики.

При формировании внутригрунтовых сегрегационно-миграционных залежей лёд ассимилирует органический материал из промерзающих водонасыщенных отложений, поэтому радиоуглеродные даты органики из льда и вмещающих пород будут близки. Инъекционные залежи льда содержат ор-

Таблица 1. Стратиграфические подразделения мёрзлой толщи мыса Марре-Сале*

И.Л. Кузин, Н.Ф. Астафьев [15]	Ф.А. Каплянская, В.Д. Тарноградский [13]	В.Н. Гатауллин [7]	S.L. Forman [25]	М.З. Каневский, И.Д. Стрелецкая, А.А. Васильев [12]	Ф.А. Романенко, Е.В. Гаранкина, О.С. Шилова [16]	В.И. Астахов, Д.В. Назаров [1]
Верхнеплейстоценовые и голоценовые мелкозернистые глинистые пески	Голоценовые озёрно-аллювиальные пески с полигонально-жилыми льдами и озёрные отложения	Полифацальные отложения Байдаракский лимноаллювий (IV). Супеси с полигонально-жилыми льдами	Голоценовые торфяник и золовые пески Оленьи золовые пески и байдаракские алевроиты с полигонально-жилыми льдами (28–12 тыс. л.н.) Варьяхинская свита (33–28 тыс. л.н.) – озёрно-болотные алевроиты и торфы	Верхнеплейстоценовые (III ³ -IV) песчано-супесчаные аллювиальные, озёрно-болотные, золовые с полигонально-жилыми льдами	Ненецкие торфяники и чумские золовые пески (IV) Байдаракские и оленьи пески (III ³ -4)	Золовые пески с полигонально-жилыми льдами (35–13 тыс. л.н.) Варьяхинские озёрно-болотные отложения с крупными полигонально-жилыми льдами (33–28 тыс. л.н.)
Казанцевская свита (III ¹). Глинистые алевроиты с прослоями песка и растительного детрита и мелкозернистые пески с прослоями торфа и штоками льда	Позднеплейстоценовая основная морена (18–20 тыс. л.н.). Пески и суглинки с глетчерным морено-содержащим льдом	Белужемысский лимноглияциал (IV). Ленточные глины Карская морена (III ⁴) с пластовыми льдами	Карский диамиктон – морена покровного оледенения	Марресальская свита (mIII ¹⁻²). Морские и прибрежно-морские глины и суглинки с прослоями песков и супесей, с пластовыми льдами	Карский диамиктон (III ²). Суглинки с растительным детритом и пластовыми льдами	Карский диамиктон и гляциотектонит с блоками глетчерного льда. Морена отложена ранее 45 тыс. л.н.
Салехардская свита (II). Алевроиты с редким гравийно-галечным валунным материалом	Марресальская свита (E–N). Глинисто-алевритовые породы	Лабсугахинский аллювий (III ²) в палеоврезах	Лабсугахинские пески	Марресальская свита (III ¹). Суглинки с прослоями песков, сматы в складки	Лабсугахинские пески	Марресальская свита. Слоистые алевроиты

*Стратиграфические названия и генезис геологических образований приведены в соответствии с терминологией авторов.

ганию, внедрившуюся в мёрзлую толщу по трещинам снизу вместе с напорными водами из промерзающих водонасыщенных главным образом песчаных отложений. В этом случае возраст органических остатков из инъекционного льда будет отличаться от вмещающих толщ, а время формирования пластовой залежи будет определяться периодом эпигенетического промерзания. Время образования инъекционного льда установить достаточно сложно, поскольку понижение подошвы мёрзлой толщи – процесс длительный, а промерзание глубоких таликов относительно верхних горизонтов запаздывает по времени. При этом залежь может формироваться в несколько этапов, которым соответствуют разновременные инъекции – генерации льда [11, 14]. Учитывая, что погребённые льды могут содержать как синхронную органику [4], так и переотложенную, для объективной интерпретации радиоуглеродных дат необходимо привлекать широкий комплекс палеогеографических данных.

Ещё одна проблема датировок мёрзлых толщ связана с их сложным строением и ежегодным разрушением разрезов экзогенными процессами в тёплый период года. За долгие годы изучения геокриологического разреза Марре-Сале на Западном Ямале исследователи так и не пришли к единому пониманию генезиса и возраста слагающих его отложений и подземных льдов (табл. 1). По данным И.Л. Кузина и Н.Ф. Астафьева [15], тёмно-серые алевроиты в основании разреза Марре-Сале относятся к салехардской свите среднего неоплейстоцена, а перекрывающие их с размывом мелкозернистые пески, сизые глинистые алевроиты с прослоями песков и растительного детрита,

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного датирования отложений мыса Марре-Сале

Расчистка	Лабораторный номер	Состав образца	Глубина отбора, м	Радиоуглеродный возраст (^{14}C), лет
1/31-08	СОАН-7595	Торф	0,7–0,8	6475±100
1/31-12	СОАН-8808	Торф, растительные остатки	0,2	1505±45
1/31-12	СОАН-8809		0,9–1,0	7355±90
1/31-12	СОАН-8810		1,5–1,8	7405±100
1/31-12	СОАН-8811		4,0–5,0	9690±120
2/2-11	СОАН-8543	Мох, корни растений	6,5–7,0	13 310±120
2/2-12	СОАН-8807	Торф, растительные остатки	1–1,2	13 020±150
2-09	СОАН-7941	Включения торфа	1,7–1,9	7910±140
2-09	СОАН-7942		0,8–1,6	5200±110
2-09	СОАН-7940	Торф	1,1	7700±120
12-12	СОАН-8812		0,7–0,8	3945±70
12-12	СОАН-8813		0,9–1,0	3730±45
13-12	СОАН-8814		0,05–0,01	Modern
13-12	СОАН-8815		0,05–0,1	995±45
13-12	СОАН-8816		0,1–0,14	3475±35
5/3-08	СОАН-7596		0,6	3410±60
3-10	СОАН-8544		1,7	12 410±125
3-10	СОАН-8545		7,0	23 580±260

а также жёлтые мелкозернистые пески с прослоями намывного торфа – к казанцевской свите. Дислоцированные отложения этих свит вмещают штоки льда и сверху перекрыты голоценовыми мелкозернистыми глинистыми песками.

Позднее нижняя деформированная песчано-глинистая часть разреза была отнесена к марресальской свите. Согласно представлениям разных исследователей, осадки этой свиты накапливались в неглубоком озере в палеоген-неогеновое время [13], в дельтовых условиях – в казанцевско-раннеермаковский период [8, 16] или в морских и прибрежно-морских условиях в казанцевское время [9, 12]. Дислоцированные отложения с пластовыми льдами, залегающие в средней части разреза, одни исследователи относят к карской морене [1, 7, 25], другие – к морским и прибрежно-морским отложениям [21, 23, 24]. О времени накопления этих отложений и образования пластовых льдов также нет единого мнения. Одни исследователи считают, что диапировые формы пластовых льдов формировались и были дислоцированы вместе с вмещающими отложениями в конце среднего плейстоцена или в казанцевский период в результате трансгрессии моря [6, 23]. Другие связывают эти льды с эпигетическим наложенным промерзанием осушенного шельфа в позднем плейстоцене [2, 10, 21]. Исследователи, придерживающиеся ледниковой теории, считают возраст погребённых льдов и вмещающей их толщи докаргинским – старше 45 тыс. лет [1] или сартанским [7, 22].

Описанные здесь отложения разреза мыса Марре-Сале в северной части перекрыты байдарацкими озёрными и лагунными песками и алевролитами, оленями эоловыми супесями и песками, а в южной (южнее р. Яварь-Яха) – озёрно-болотными торфяниками варьяхинской свиты. Формирование варьяхинской свиты относят к периоду 33–28 тыс. лет, а байдарацких, оленьих песков – к периодам 28–12 тыс. лет [7, 25], 40–19 тыс. лет [16] и 45–11 тыс. лет [20]. Большинство авторов относят субвертикальные тела волнисто-слоистого льда, залегающие в этих отложениях, к полигонально-жильным образованиям [9, 21]. В верхней части разреза залегают ненецкие торфяники и чумские эоловые пески. Торф накапливался в термокарстовых котловинах в голоцене [16].

Радиоуглеродные датировки, полученные авторами в 2008–2014 гг. с учётом данных табл. 2 и рис. 2, показали, что возраст верхней части разреза моложе 35 тыс. лет. Нижняя часть разреза практически не датирована методами изотопной геохронологии, поэтому возраст глинистой толщи на основании литостратиграфических корреляций авторы принимают казанцевско-нижнезырянским вслед за В.Н. Гатауллиным [7] и М.З. Каневским с соавторами [12].

Наиболее древние позднеплейстоценовые отложения в разрезе мыса Марре-Сале, по нашим данным, относятся к торфяникам каргинско-сартанского горизонта. В настоящее время торфяники с мощными полигонально-жильными льдами распространены только южнее р. Яварь-Яха. Ра-

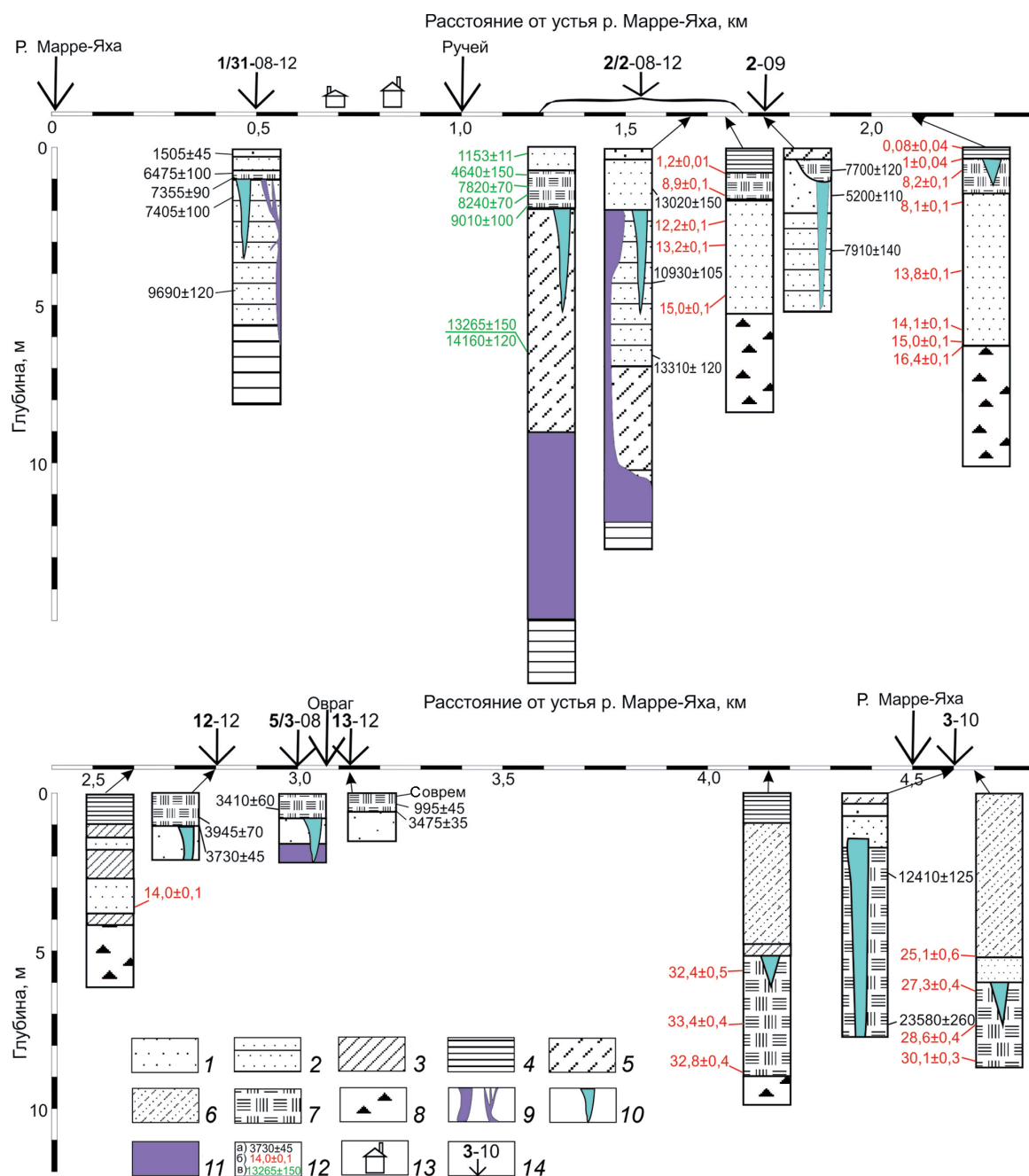


Рис. 2. Опорный разрез мыса Марре-Сале, Западный Ямал:

1 – пески; 2 – слоистые пески; 3 – суглинки; 4 – глины; 5 – супеси; 6 – супеси с прослоями песков; 7 – торф; 8 – диамиктон (по S.L. Forman); 9 – штоки и лакколиты; 10 – полигонально-жильный лёд; 11 – пластовый лёд; 12 – радиоуглеродные датировки: а – по данным авторов, б – по данным [25], в – по данным [21]; 13 – полярная станция; 14 – номер (жирный шрифт) и годы расчистки

Fig. 2. The reference section cape Marre-Sale, the Western Yamal.

1 – sands; 2 – layered sands; 3 – loam; 4 – clay; 5 – sandy clay; 6 – sandy clay with interlayer sands; 7 – peat; 8 – diamicton (according to S.L. Forman); 9 – stocks and laccoliths; 10 – polygonal-wedge ice; 11 – ground ice; 12 – radiocarbon dates: а – according to the authors, б – according to [25], в – according to [21]; 13 – polar station; 14 – the number (bold font) and years of section

диоуглеродный возраст этого горизонта, полученный авторами, моложе (23–12 тыс. лет) по сравнению с ранее опубликованным возрастом [25].

Это, как и отсутствие торфяников на правом борту р. Яварь-Яха, вероятно, связано с термоабразионным разрушением берегов [3] и вскрытием более

молодых горизонтов свиты в бортах древней озёрной котловины. На севере и в центре разреза мыса Марре-Сале отложения каргинского возраста до настоящего времени не выявлены. Это может быть связано как с размывом этих отложений, так и с фрагментарной доступностью разреза.

Верхняя толща разреза представлена отложениями, которые согласно новым радиоуглеродным определениям сопоставимы с байдарацкими и оленьими песками. На севере разреза они представлены слоистыми песками, послойнообогатёнными нитевидными корешками, в центре — частым переслаиванием супесей и песков с линзами автохтонного торфа из мхов и подчинёнными прослоями с нитевидными корешками. Мощность отложений меняется от 4 до 7 м, на высоких останцах III равнины может достигать 10 м. Фациальная изменчивость пород по латерали, характер растительных остатков и отсутствие размывов, по нашему мнению, указывают на их накопление в озёрно-болотной обстановке. При этом заполнение озёрных котловин на участках с погруженной кровлей глин началось раньше, чем на участках с высоким положением глинистого цоколя. В северной и центральной частях разреза осадконакопление началось 13–10 тыс. л.н. и продолжалось до 6–5 тыс. л.н. Наличие в озёрно-болотных отложениях сингенетических полигонально-жильных льдов, а также штоков и лакколитов, осложняющих верхний пласт льда, свидетельствует о промерзании осадков озёрных котловин и формировании подземных льдов в этот же период.

Покровный горизонт, сформированный на разных элементах поверхности III равнины, содержит как переотложенные органические остатки, так и автохтонные. С учётом радиоуглеродных датировок автохтонных растительных остатков, зарастание поверхности началось не ранее 3,7 тыс. л.н. Возраст аллохтонных растительных остатков в основании покровного горизонта составляет от 13 до 7,7 тыс. лет. Такая инверсия связана не только с размывом и переотложением растительных остатков из отложений, но и с вытаиванием инъекционных льдов, содержащих досартанскую органику. Это подтверждается пространственным распределением аллохтонных линз — контрастная инверсия возраста наблюдается на участках распространения массивных ледяных штоков.

Полученные радиоуглеродные данные позволили установить, что формирование штоков

и лакколитов льда, а также их частичное вытаивание происходили в узкий временной период — от 5,7 до 3,7 тыс. л.н.

Выводы

Эпигенетическая толща Западного Ямала имеет сложное криогенное строение, что связано с присутствием в разрезе различных генетических типов подземного льда. Радиоуглеродные данные, полученные авторами, указывают на более молодой возраст подземных льдов в верхней части разреза по сравнению с широко распространёнными представлениями. Сложная залежь пластового льда со штоками и лакколитами формировалась в пределах обширных озёрно-термокарстовых осушенных котловин в период позднеголоценового суббореального похолодания климата.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-17-00131.

Литература

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. Баулин В.В. Основные этапы истории развития многолетнемерзлых пород на территории Западно-Сибирской низменности // Очерки региональной и исторической криологии Земли. Западная Сибирь и прилегающие к ней районы. Т. XIX. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 5–18.
3. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Черкашев Г.А., Ванштейн Б.Г. Динамика берегов Карского моря // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 56–67.
4. Васильчук А.К. Отражение событий Хайнриха на датированных по радиоуглероду спорово-пыльцевых диаграммах повторно-жильных льдов и вмещающих их едомных отложений низовий р. Колымы // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 4. С. 3–138.
5. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Достоверность наиболее молодых радиоуглеродных датировок в синкриогенных толщах многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 4. С. 3–16.
6. Великоцкий М.А., Мудров Ю.В. К истории развития многолетнемерзлых пород на севере Западной Сибири // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М.: Наука, 1985. С. 29–42.

7. *Гатауллин В.Н.* Пластовые льды западного побережья п-ва Ямал: их строение, состав и происхождение // Геокриологические исследования в арктических районах: Международный симпозиум СССР, Ямбург, август 1989 г. Пленарные доклады. Вып. 1. Тюмень: изд. ИПОС СО АН СССР, 1990. С. 3–11.
8. *Гатауллин В.Н.* Марресальская свита Западного Ямала — отложения дельты пра-Оби // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1991. № 60. С. 53–61.
9. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 454 с.
10. *Дубиков Г.И.* Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: изд. ИМЗ СО АН СССР, 1982. С. 24–42.
11. *Дубиков Г.И.* Состав и строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.
12. *Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.* Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 3. С. 16–27.
13. *Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Ледниковые образования в районе полярной станции Марре-Сале на п-ве Ямал // Тр. ВСЕГЕИ. 1982. Т. 319. С. 77–85.
14. *Крицук Л.Н.* Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.
15. *Кузин И.Л., Астафьев Н.Ф.* Криогенные дислокации на западном побережье полуострова Ямал // Изв. ВГО. 1975. Т. 107. № 6. С. 510–515.
16. *Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Шилова О.С.* Стратиграфия рыхлых отложений в формировании рельефа Западного Ямала в позднем плейстоцене-голоцене // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 505–508.
17. *Романовский Н.Н.* Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
18. *Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л.* Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала // ДАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 264–266.
19. *Слагода Е.А., Опокина О.Л., Курчатова А.Н., Rogov B.B.* Строение и разновидности подземных льдов в верхнелепестово-голоценовых отложениях Западного Ямала (мыс Марре-Сале) // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 2. С. 9–22.
20. *Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А.* Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена-голоцена // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 28–59.
21. *Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г.* Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 83–92.
22. *Тарноградский В.Д.* О происхождении пластовых залежей подземных льдов на Карском побережье п-ова Ямал // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: изд. ИМЗ СО АН СССР, 1982. С. 80–89.
23. *Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В.* Сравнительный генетический анализ пластовых льдов и вмещающих их плейстоценовых отложений на севере Западной Сибири // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2007. № 3. С. 212–224.
24. *Шполянская Н.А.* Подземные льды — показатель плейстоценовой истории Российской Арктики // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 69–82.
25. *Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W.F., Lokrantz H.* Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale area, western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research. 2002. V. 57. P. 355–370.

Summary

The reference geocryological section across the Marre-Sale cape (West Yamal) was studied for a long time. However, researchers still could not elaborate a common understanding of genesis and age of its deposits and underground ice. So, main reasons to continue discussions of this object are the complex structure of this section and different approaches to its study. Stratigraphic sequence of sediments of the section was performed in this work on the basis of new radiocarbon dating of the deposits obtained by the authors. These data complement the previously published information about the age characteristics of the section. It had been confirmed, that age of the upper part of the section is younger 35 000 years. The oldest deposits of late Pleistocene here are presented by Karginsky-Sartan horizon of peat lands with thick polygonal wedge ice. These deposits occur in the section fragmentarily and they are found only to south from the river Yawar-Yaha. Accumulation of the lake-marsh sandy loams within this lake-alluvial plain started in second half of the Sartan cryochron, and it continuously proceeded up to the Holocene first half. The freezing of these sediments took place during the same period, and it was followed by formation of polygonal wedge ice and the upper massive strata ice thickness of the complex shape. The lake-marsh thickness with underground ice has been partially eroded in the late Holocene. The above radiocarbon data allowed establishing that formation of the ice stocks and laccoliths as well as destruction of them from above took probably place within relatively short period — from 5.7 up to 3.7 thousand years ago.