

УДК 551.328

Колебания уровня моря и их отражение в составе и строении полигонально-жильных льдов в низовьях Енисея

© 2014 г. О.Л. Опокина^{1,2}, Е.А. Слагода^{1,2}, И.В. Томберг³, М.Ю. Сулова³, А.Д. Фирсова³, Т.В. Ходжер³, Н.А. Жученко³

¹Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень; ²Тюменский государственный нефтегазовый университет;

³Лимнологический институт СО РАН, Иркутск

opokina@ikz.ru

Sea level fluctuations and their signature in the composition and structure of polygonal wedge ice in the Yenisei River lower reaches

O.L. Opokina^{1,2}, E.A. Slagoda^{1,2}, I.B. Tomberg³, M.Yu. Suslova³, A.D. Firsova³, T.V. Khodzher³, N.A. Zhuchenko³

¹Institute of the Earth Cryosphere, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Tyumen'; ²Tyumen' State University of Oil and Gas;

³Institute of Limnology, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk

Статья принята к печати 25 декабря 2013 г.

Голоцен, Карское море, полигонально-жильный лёд, регрессия, трансгрессия, химия и микробиология льда.

Chemistry and microbiology of ice, Holocene, Kara Sea, polygon-wedge ice, regression, transgression.

В низовьях р. Енисей изучены сартанские и голоценовые полигонально-жильные льды и вмещающие отложения. Проведён анализ их химического и микробиологического состава. Установлено, что голоценовые полигонально-жильные льды формировались в разных условиях: на склонах депрессий; в мелководных прибрежно-морских лагунах; на первой морской террасе; в термокарстовых понижениях. Показано, что осадконакопление и рост полигонально-жильных льдов в низовьях р. Енисей коррелирует с уровнем моря в голоцене.

Late Pleistocene and Holocene polygonal-wedge ice is studied in the lower course of the Yenisei River. Ice distribution, features of the formation, chemical and microbiological composition were determined. It was established that ice wedges were formed on the slopes of the depression, in coastal-marine lagoons and in thermokarst during Holocene. The evidence of thermoabrasion and thermokarst in sediments as well as the marine signal in composition of polygonal-wedge ice allowed clarifying the southern limit of the Holocene transgression.

Изменения положения уровня моря, существенно влияющие на условия литогенеза в прибрежных районах, могут быть вызваны тектоническими [9] и гляциоизостатическими движениями [12], а также колебаниями климата: трансгрессии – потеплением, регрессии – похолоданием [14, 16]. Так, в сартанский криохрон уровень Карского моря понижался до отметок $-50 \div -100$ м [1, 16], а его подъём, связанный с потеплением, начался около 12,5–10,5 тыс. л.н. [16]. По колонкам донных осадков Енисейского залива в голоцене выделяют несколько трансгрессивных и регрессивных фаз [14]. В то же время в пойменных и субаэральных отложениях Енисейского Севера, сформировавшихся в эти периоды, исследователи отмечают широкое распространение полигонально-жильных льдов [4, 5, 13]. В последние годы полигонально-жильные льды были установлены и в прибрежно-морских отложениях северо-запада о. Таймыр [17]. Известно, что такие льды образуются при морозобойном растрескивании верхних горизонтов пород, что свидетельствует о преобладании субаэральных условий на этой территории. Есть публикации и о покровном леднике, закрывавшем Карское море и прилегающую сушу в сартанское время и голоцене [6]. В свете этой дис-

куссии представления о соотношении морского и субаэрального осадконакопления очень важны.

Методика исследований

В зависимости от целей изучения полигонально-жильных льдов используют разные методы. Так, для восстановления мерзлотно-литологических условий их формирования применяют криолитологические методы; для определения изотопного возраста мёрзлых толщ – радиоуглеродное датирование (¹⁴C) [4, 7], а при наличии раковин моллюсков – AMS-методы (¹⁴C и ²³⁰Th–U) [7]; для палеоклиматических реконструкций изучают изотопно-кислородный состав полигонально-жильных льдов [4, 15, 17], реже – их спорово-пыльцевые спектры [3]. Исследования химического состава льда позволяет установить генезис воды, участвовавшей в его формировании [2, 17].

В 2008–2009 гг. сотрудники Института криосферы Земли СО РАН, Лимнологического института СО РАН, МГУ имени М.В. Ломоносова и ВНИИОкенгеологии провели совместные геокриологические исследования береговых обнажений п-ова Таймыр и о. Сибирякова. Изучены состав и строение отложений с подземными льдами, собраны мёрзлые растительные остатки для опре-

деления возраста, отобраны монолиты льда из полигонально-жильных льдов для химических и микробиологических исследований. Перед отбором таких проб поверхность полигонально-жильного льда тщательно зачищали, сразу после вырубki монолиты льда помещали в полиэтиленовые ёмкости, а затем — в морозильную камеру, где они хранились при отрицательной температуре до доставки в лабораторию водной микробиологии Лимнологического института СО РАН.

Перед началом анализов монолиты льда зачищали и потом плавил в стерильных условиях, так как при хранении проб талой воды возрастает активность микробиоты и происходят необратимые изменения состава. До определения химического состава расплавы льда дополнительно фильтровали через мембранные (поликарбонатные) фильтры с диаметром пор 0,45 мкм. Основные катионы (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) в талой воде измеряли методом атомной адсорбции (AAS-30, Zeiss Jena, Germany), анионы (SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^-) — методом жидкостной хроматографии (Миллихром А-02, Эконова, Россия), кремний, фосфаты, аммоний и нитриты — фотоколориметрическим методом (КФК-3, ЗОМО, Россия), щёлочность — потенциометрическим титрованием, органическое вещество — методом бихроматной окисляемости. При анализе микрокомпонентов использовали метод ИСП-МС на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce.

Для микробиологических исследований лёд очищали в стерильных условиях и плавил при температуре 4–6 °С. Численность микроорганизмов определялась методом прямого посева на питательные среды с последующим культивированием при низких температурах в течение двух месяцев. Изучение законсервированных во льду микроорганизмов позволило определить природные условия среды их обитания, так как существование определённого типа микробных сообществ зависит от физико-химических параметров водной толщи [19].

Результаты исследований

Для оценки масштаба трансгрессии Карского моря и влияния морских вод на формирование отложений в позднем неоплейстоцене и голоцене в берегах Енисейского залива и в устье р. Енисей изучены три геокриологических разреза, содержащих полигонально-жильные льды: «Диксон», «О. Сибирякова», «Кареповский» (рис. 1). В разрезах выделено от одного до трёх ярусов полиго-



Рис. 1. Схема расположения геокриологических разрезов: 1 — «Диксон»; 2 — «О. Сибирякова»; 3 — «Кареповский»

Fig. 1. The location of the permafrost cross section 1 — «Dixon»; 2 — «Sibiryakova Island»; 3 — «Karepovskiy»

нально-жильных льдов, приуроченных к разным стратифицированным слоям и не всегда имеющих один и тот же возраст.

Первый разрез — «Диксон» — пройден на северо-западе п-ова Таймыр, севернее посёлка, в пределах эрозионно-тектонической долины. Борта долины высотой 20–40 м сложены метаморфическими сланцами, гранитами и дислоцированными гнейсами, которые перекрыты мёрзлыми супесями с нечёткой наклонной слоистостью и с включениями дресвы коренных пород. Делювиальные супеси вмещают нижний ярус сингенетических жил (рис. 2, а, расчистки D1-07, D3-09), отнесённых предположительно к сартанскому криохрону [17]. Выше залегают склоновые суглинки, к центру долины переходящие в болотные и прибрежно-морские суглинки и супеси с автохтонным торфом и стволами деревьев (плавник). Органические остатки сформировались в период от 4,7–3,5 до 8,6 тыс. л.н. (табл. 1) [7]. Они вмещают верхний ярус сингенетических жил.

Клиновидные жилы нижнего яруса в верхней части размывы и осложнены внедрениями вы-

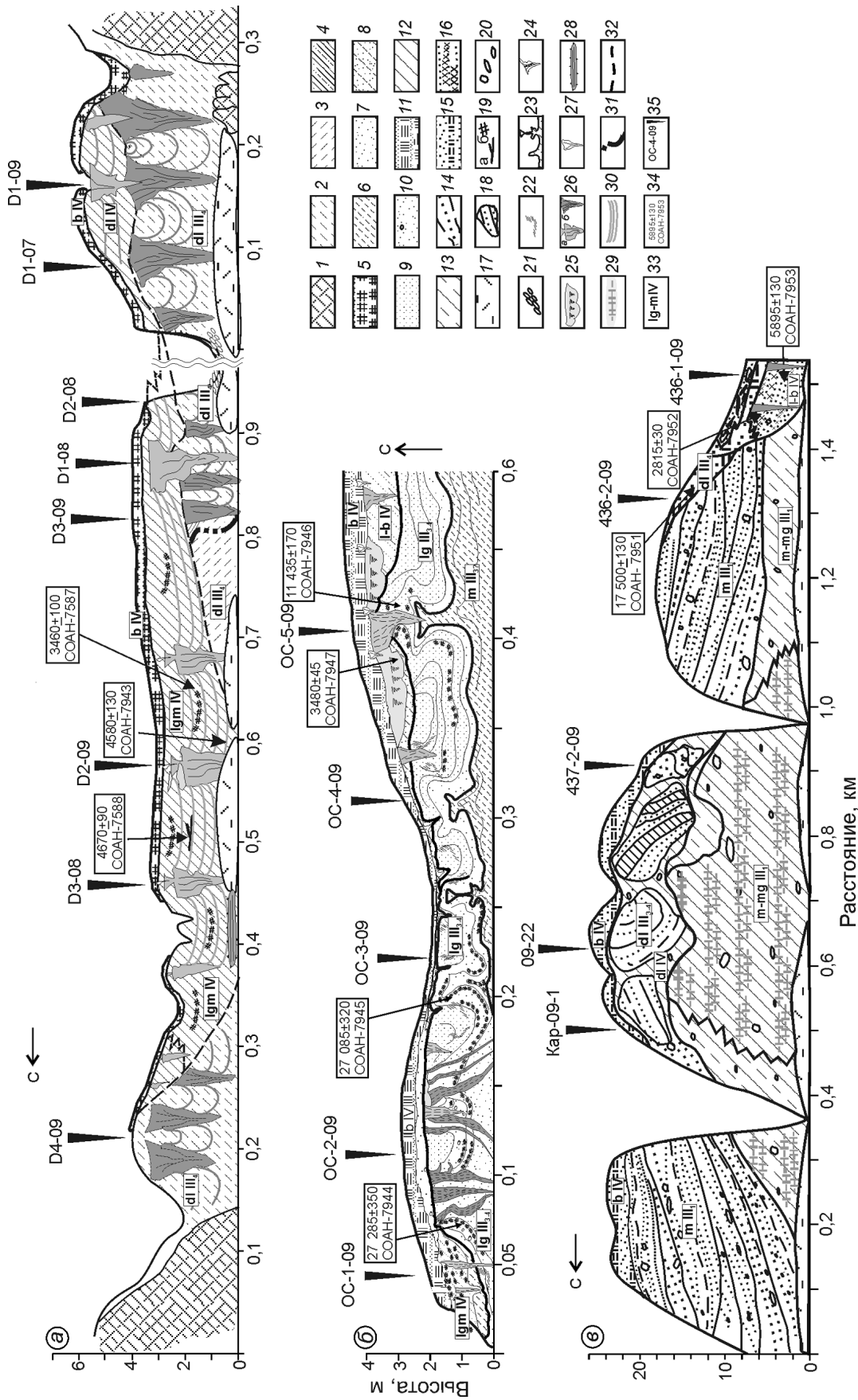


Рис. 2. Разрезы берегового обнажения «Диксон» (2008, 2009 гг.) (а), «О. Сибирякова» (2009 г.) (б), «Карповский» (2009 г.) (в):

1 – коренные породы; 2 – алевроиты, супеси пылеватые; 3 – супеси; 4 – суглинки; 5 – дернина; 6 – супеси, суглинки пылеватые, алевроиты; 7 – пески слоистые; 8 – супеси с прослоями алевроитовых песков; 9 – пески слоистые с аллохтонным торфом и растительным детритом; 10 – пески тонкозернистые, пылеватые; 11 – автохтонный торф; 12 – валунные суглинки высокоглинистые; 13 – валунные суглинки малоглинистые; 14 – пески, супеси, супесные слои с галькой и углём; 15 – пески загорфованные; 16 – озерные пески, торф, супеси; 17 – современные осыпи; 18 – оползневые суглинки песков, супесей; 19 – древесные остатки, щепа (а), автохтонный торф (б); 20 – валуны, гравий, галька; 21 – галька современного пляжа; 22 – пятна и потёки гидроксидов железа; 23 – внедрения супесей вверх (криогурбации); 24 – псевдоморфозы по полигонально-жилым льдам; 25 – лёд с прослоями торфа озёрного происхождения; 26 – полигонально-жилые льды: верхний ярус жил (а), нижний ярус жил (б); 27 – современные растущие ледяные жилы; 28 – современный лёд термообразующей ниши; 29 – залеже- и текстурообразующие льды; 30 – поясковые криогенные текстуры;

31 – погребённый термоабразионный уступ; 32 – размыв; 33 – возраст и генезис отложений; III – позднелейстоценовый; IV – голоценовый; dl – делювиальный; m – морской; lg-m – лагунно-морской; gm – ледниково-морской; b – блоктенный; l – озёрный; 34 – радиоуглеродные датировки; 35 – расчистки

Fig. 2. Scheme of the cross section «Dixon» (2008, 2009) (a), «Sibiryakova Island» (2009) (б) and «Karepovsky» (2009) (в):

1 – bedrock; 2 – silt, silty sandy loam; 3 – sandy clay; 4 – loam; 5 – sod; 6 – sandy clay, silty loam, silt; 7 – layered sands; 8 – sandy clay with interlayers silty sands; 9 – layered sands with allochthonous peat and plant detritus; 10 – fine-grained silty sand; 11 – autochthonous peat; 12 – ice-rich boulder loams; 13 – ice-poorly boulder loams; 14 – sand, layered sandy loam with pebbles and coal; 15 – peaty sands; 16 – lacustrine sand, peat, sandy loam; 17 – modern talus; 18 – landslide blocks of sand, sandy loam; 19 – wood residues, wood chips (a), an autochthonous peat (б); 20 – boulders, gravel, pebbles; 21 – pebbles of modern beachfront; 22 – spots and streaks of hydrous ferric oxides; 23 – the intrusion of sandy loam up (cryoturbation); 24 – pseudomorphs of polygonal-wedge ice; 25 – ice with layers of peat lacustrine peat; 26 – polygonal-wedge ice: top horizon of wedge (a) lower horizon of wedge (б); 27 – modern growing ice-wedge; 28 – modern ice of thermoabrasive recess; 29 – massive and textural ice; 30 – belt-like cryogenic textures; 31 – buried thermoabrasive berm; 32 – scour; 33 – age and genesis of sediments; III – Late Pleistocene; IV – Holocene; dl – diluvial; m – marine; lg-m – lagoon-marine; gm – glacial-marine; b – biogenic; l – lacustrine; 34 – radiocarbon dating; 35 – study section

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования отложений низовьев Енисея*

Лабораторный номер образца	Номер расчистки	Глубина отбора, м	Материал	¹⁴ C, лет
<i>Разрез «Диксон»</i>				
СОАН-7587	D2-09	1,8	Торф автохтонный	3460±100
СОАН-7588	D2-08	1,8	Древесина	4670±90
СОАН-7943	D2-09	1,9	Торф автохтонный	4580±130
<i>Разрез «О. Сибирякова»</i>				
СОАН-7944	OC-2-09	2,8	Торф аллохтонный близкого переотложения	27 285±350
СОАН-7945	OC-3-09	2,7		27 085±320
СОАН-7946	OC-5-09	3,1	Торф аллохтонный	11 435±170
СОАН-7947	OC-5-09	1,8	Торф автохтонный	3480±45
<i>Разрез «Кареповский»</i>				
СОАН-7951	436-2-09	3,0	Торф автохтонный	17 500±130
СОАН-7952	436-1-09	2,0		2815±30
СОАН-7953		5,5		5898±130

*Определение остаточной активности углерода выполнено на QUANTULUS 1220. Для расчёта возраста использован период полураспада ¹⁴C равный 5570 лет. Возраст рассчитан от 1950 г. Радиоуглеродные датировки выполнены канд. геол.-мин. наук Л.А. Орловой в лаборатории геологии и палеоклиматологии кайнозоя Института геологии и минералогии СО РАН, Иркутск.

шележащих полигонально-жильных льдов. В днище долины они имеют частично протаявшие ожелезненные контакты с малолдыстыми отложениями, содержащими псевдоморфозы (таберальный комплекс). Морфологические особенности жил нижнего яруса связаны с их размывом в древнем термоабразионном уступе (см. рис. 2, а, D3-09), который был захоронен после подъёма уровня моря. Жилы верхнего яруса имеют клиновидно-столбчатую форму, в их кровле установлены линзы пещерно-термокарстового льда и современные ледяные жилки. Эти полигонально-жильные льды эпигенетичны по отношению к нижнему ярусу жил и таберальному комплексу и сингенетичны к вмещающим супесям.

Полигонально-жильные льды нижнего и верхнего ярусов в склоновых отложениях схожи: их отличают одинаковый гидрокарбонатно-кальциевый состав и невысокая минерализация – около 50 мг/л (рис. 3). Расплавы льда характеризуются повышенным содержанием Мо и U, что обусловлено выщелачиванием коренных пород на водоразделах тальми водами, относительным ростом концентраций Al, Si, K, Ti, Co, Ni, Sr, Ba, редкоземельных элементов и снижением – Zn, Br, I (табл. 2). Такой состав льда показывает, что жилы формировались в субэвральном условиях [10]. В днище жилы верхнего яруса долины имеют низкую минерализацию (25 мг/л) и хлоридно-натриевый состав, что свидетельствует об участии морских вод в формировании ледяных жил. Фрагменты жил нижнего яруса внизу долины имеют смешанный состав солей – Cl⁻, HCO₃⁻, Na⁺, Ca²⁺ (в порядке уменьшения) и невысокую минерализацию – приблизительно 50 мг/л (см. рис. 3). От жил на склонах они отличаются повышенным содержанием Cr, Mn, Fe и галогенов. Такое распределение элементов, вероятно, связано с восстановительным барьером, возникавшим при пропитывании льда морской водой в древнем термоабразионном уступе [10].

Второй разрез – «О. Сибирякова» – расположен в акватории Енисейского залива (см. рис. 1), отличается плоским равнинным рельефом, вы-

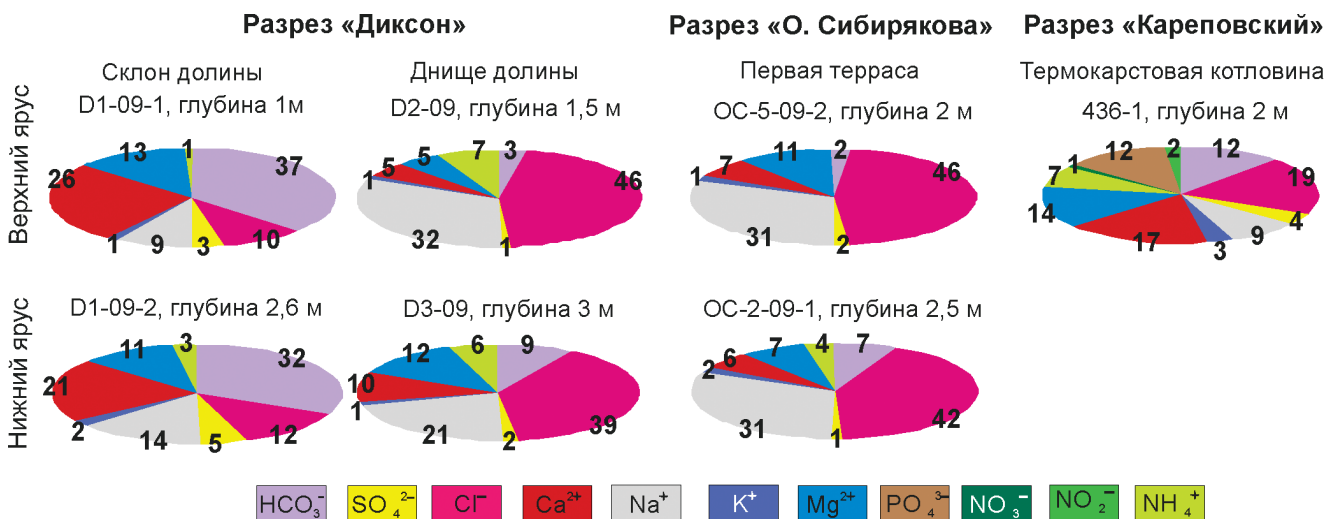


Рис. 3. Химический состав расплавов полигонально-жильных льдов Енисейского Севера, %
 Fig. 3. The chemical composition of melting polygonal-wedge ice, the lower reaches of the Yenisei river, %

сотой до 33 м, наличием многочисленных мелких рек, термокарстовых озёр и хасырей, а также низкими берегами – 3–7 м. Остров относят к останцу верхненеоплейстоценовой озёрно-аллювиальной равнины [11].

На юге острова в нижней части разреза вскрыты мёрзлые супеси. В пределах хасырея они деформированы, частично размывы и находятся ниже уровня моря (см. рис. 2, б). Супеси перекрыты ожелезнёнными слоистыми песками с галькой и прослоями аллохтонных мхов (от 27 до 11,5 тыс. л.н.). Песчаные отложения вмещают эпигенетические жилы льда нижнего яруса. Супеси с признаками протаивания и пески отнесены к таберальному комплексу, который сформировался позднее 11,5 тыс. л.н. Верхняя часть разреза сложена супесчаными отложениями с крупными линзами автохтонного торфа (3,5 тыс. л.н.), которые по простиранию замещаются озёрным льдом с захороненным на месте произрастания мхом и горизонтальными слоями вертикально ориентированных пузырьков воздуха. Супеси и погребённый озёрный лёд пересекаются системой полигонально-жильных льдов верхнего яруса.

Жилы льда нижнего яруса залегают в разрезе с наклоном друг к другу и продолжают ниже уровня моря. В верхней части они оплавлены и содержат линзы пещерно-термокарстового льда. Во льду жил присутствуют обломки и целые створки пресноводных бентосных диатомовых, хорошо сохранившиеся цисты пресноводных хризофитовых водорослей, обломки спикул губок, что указывает

на участие в формировании льда пресных озёрных вод. Полигонально-жильные льды верхнего яруса имеют клиновидную форму и выше уровня моря выклиниваются. Это – сингенетические жилы, но их нижние концы эпигенетичны по отношению к жилам нижнего яруса и таберальному комплексу. Оба яруса жил и таберальный комплекс разреза «О. Сибирякова», в отличие от разреза «Диксон», сформировались в голоцене.

Лёд жил нижнего и верхнего ярусов этого разреза имеет низкую минерализацию – около 40 мг/л; преобладают Cl^- и Na^+ . По химическому составу расплавов льда жилы обоих ярусов схожи с жилами разреза «Диксон», расположенными в днище долины (см. рис. 3), т.е. они также подверглись влиянию морских вод. Однако лёд жил верхнего яруса отличается от льда жил нижнего яруса повышенным содержанием органического вещества, NH_4^+ , V, Fe, Zn, Mo, Cd, Sn (см. табл. 2), что указывает на наличие геохимического восстановительного барьера при торфонакоплении [20].

В полигонально-жильных льдах обнаружены органотрофные психрофильные микроорганизмы. Во льду верхнего яруса их численность составляет 70 КОЕ/мл, из них 14,2% отнесены к пигментированным колониям. В жилах нижнего яруса численность органотрофных психрофилов в 40 раз выше – 2830 КОЕ/мл, пигментированные формы составляют 13,8%. Сходство микробного сообщества во льду указывает на близкие условия роста жил этих ярусов. Количественные различия обусловлены наличием органико-минеральных при-

Таблица 2. Микрокомпонентный состав расплавов полигонально-жильных льдов, мкг/л*

Химические элементы	Разрез «Диксон», склон долины		Разрез «Диксон», центр долины		Разрез «О. Сибирякова»		Разрез «Кареповский» 436-1; 2,0 м
	верхний ярус; D1-09-1*; 1,0 м	нижний ярус; D1-09-2; 2,6 м	верхний ярус; D2-09; 1,5 м	нижний ярус; D3-09; 3,0 м	верхний ярус; OC-5-09-2; 2,0 м	нижний ярус; OC-2-09-1; 2,5 м	
B	3,1	5,6	2,5	4,1	5,4	9,4	10
Al	19	11	1,3	14	15	17	100
Si	140	210	<26	66	54	230	89
K	350	740	290	340	440	470	2900
Ti	0,81	0,42	0,15	0,69	0,53	0,54	23
Cr	< 0,063	0,085	< 0,063	0,2	0,37	0,2	2
Mn	45	40	24	140	26	120	190
Fe	56	42	22	73	140	32	1900
Zn	0,72	< 0,19	1,6	0,64	2,5	0,59	6,5
As	0,15	0,79	0,05	0,15	0,25	0,11	4,3
Br	5,3	15	23	73	73	48	43
Sr	18	20	2,7	12	9,8	7,4	11
Mo	0,14	37	0,031	0,039	91	24	35
Cd	0,09	0,28	0,078	0,088	0,38	0,12	0,46
Sn	0,035	0,046	0,024	0,016	0,094	0,032	0,053
I	0,87	1,7	0,88	6,7	4,3	2,3	3,8
Ba	2,8	5,1	0,78	4,8	1,3	1,5	9,6
La	0,026	0,058	0,012	0,029	0,058	0,058	0,56
Ce	0,051	0,14	0,018	0,074	0,076	0,089	1,3
Hf	0,0033	0,0056	0,00046	0,0026	0,0025	0,0025	0,053
W	0,0037	0,24	0,0039	0,021	0,48	0,058	0,17
U	0,13	0,084	0,0024	0,011	0,015	0,0074	0,11

*При описании разрезов: D1-09-1 и др. – номер пробы, соответствует наименованию разреза; далее даётся глубина отбора молотого льда. Анализы выполнены в Лимнологическом институте СО РАН, Иркутск.

месей во льду. В отличие от современных и голоценовых озёр о. Сибирякова микроорганизмы из полигонально-жильных льдов имеют меньшие размеры и меньше пигментированных культур. Отметим, что пигментация микроорганизмов связана с инсоляцией на поверхности снега.

Третий разрез – «Кареповский» – находится в устье р. Енисей в пределах Енисей-Хатангского прогиба. Территория представляет собой полигенетическую равнину с высотами до 60 м, сложенную валунными и/или слоистыми суглинками с пластовыми и жильными льдами. Одни исследователи относят эти суглинки к морским осадкам казанцевской трансгрессии [8], другие – к гляциальным образованиям [2].

В нижней части изученного разреза вскрыты мёрзлые суглинки, глины с галькой и их аналоги с ожелезненными посткриогенными отдель-

ностями. Посткриогенные текстуры указывают на неравномерное протаивание отложений в прошлом. В понижениях кровли суглинков залегают слоистые пески с казанцевской фауной морских моллюсков [8]. Пески перекрыты промёрзшими фрагментами криогенных оползней – крупными блоками пород с деформированной слоистостью. В южной части разреза, на борту термокарстовой котловины, пески с размывом перекрыты автохтонным торфом (около 17,5 тыс. лет, см. рис. 2, в). Днище котловины сложено слоистыми песками с намытым растительным детритом и супесями с прослоями автохтонного торфа с возрастом от 5,9 до 2,8 тыс. лет. Именно эти образования вмещают полигонально-жильные льды и перекрываются антропогенными отложениями – щепой, древесиной со следами рубки и талым торфом с прослоями песков.

Площади, занятые полигонально-жильными льдами, — небольшие, и выше уровня реки они выклиниваются. Расплавы льда с минерализацией около 90 мг/л характеризуются хлоридно-кальциево-магниевым составом (см. рис. 3). Соотношение основных ионов и обогащение льда В, Вг, I и Ва указывают на участие морских аэрозолей в их формировании. Необычно высокие концентрации минеральных фосфатов, нитритов, нитратов, аммония, Fe, Mn и As при относительно небольшом содержании растворённого органического вещества (3,62 мгС/л), вероятно, связаны как с формированием жил в замкнутой термокарстовой котловине [10], так и с деструкцией коры и древесных остатков в антропогенном слое, перекрывающем жилы. Во льду жил присутствуют культивируемые психрофильные органотрофы в количестве 880 КОЕ/мл, из которых 92,5% — споровые бактерии рода *Bacillus*. Эти микроорганизмы выделяют комплекс внеклеточных ферментов для преобразования трудно разлагаемой органики [19].

Обсуждение результатов

Полученные результаты показали, что сартанские и голоценовые полигонально-жильные льды на Енисейском Севере залегают в разных по генезису отложениях и в зависимости от условий формирования отличаются по морфологии, химическому составу и микробиологии.

В районе пос. Диксон в позднем неоплейстоцене преобладали суровые континентальные условия, на что указывает присутствие крупных сингенетических полигонально-жильных льдов в делювиальных отложениях. Низкие отрицательные температуры способствовали интенсивному криогенному выветриванию коренных пород и образованию рыхлого материала. Снос и накопление тонкодисперсных отложений на склонах сопровождалось синхронным ростом полигонально-жильных льдов. На это указывает и высокое содержание редкоземельных элементов в жильных льдах, которые попадали в морозобойные трещины с поверхностными водами, дренировавшими продукты дробления пород на водоразделах. Палеотемпературы, реконструированные по изотопным данным, подтверждают суровые климатические условия в позднем неоплейстоцене в районе пос. Диксон [17]. На юге полуострова, в районе мыса Сопочная Карга, формирование и рост позднеоплейстоценовых жил происходили в пойменных обстановках [17].

Распространение полигонально-жильных льдов и генезис осадков подтверждают обширную регрессию моря в сартанское время.

Последовавшее затем потепление климата сопровождалось трансгрессией моря и активным развитием термокарста. Об этом свидетельствуют частично вытаявшие полигонально-жильные льды и наличие таберального комплекса отложений. Повышение уровня вод Енисейского залива привело к затоплению термокарстовых понижений на низких уровнях и их заполнению прибрежно-морскими отложениями. На это указывают погребённый термоабразионный уступ, захороненный плавник в голоценовых отложениях и жилы, пропитанные морскими водами и сохранившие распределение микрокомпонентов, характерное для субэаральных полигонально-жильных льдов. Высота подъёма уровня моря в первую половину голоцена в районе пос. Диксон составила приблизительно 5 м. Образование термокарстовых депрессий и их затопление морем произошли в начале голоцена. Последующие регрессия и похолодание сопровождалась дифференциацией условий накопления озёрных, озёрно-болотных и прибрежных лагунно-морских отложений и формированием полигонально-жильных льдов на низких уровнях. Наличие пресноводного фитопланктона во льду жил указывает на участие в их образовании вод озёр и поверхностного стока. На склонах эрозионно-тектонических долин западного Таймыра продолжали формироваться делювиальные отложения с сингенетическими полигонально-жильными льдами. Этот регрессивный период закончился около 3,3 тыс. л.н. [14].

На периферии о. Сибирякова трансгрессия моря в начале голоцена (около 9–6 тыс. л.н.) сопровождалась размывом, образованием термокарста в отложениях с сартанскими ледяными жилами, псевдоморфоз и таликов под лагунами. На затопление морскими водами периферии острова указывает также хлоридно-натриевое засоление голоценовых песков, супесей и таберального комплекса на западе острова [18]. Последующее осушение лагун, вероятно, обусловленное регрессией моря, началось около 6 тыс. л.н., способствовало промерзанию хасыреев и таликов под ними и формированию эпигенетических жил льда нижнего яруса. Жилы льда отнесены к голоценовым, поскольку локализованы в каргинско(?)–сартанских слоистых песках и супесях таберального комплекса.

Новая активизация термокарста привела к неравномерному вытаиванию ледяных жил нижнего яруса под водоёмами, накоплению торфа в мелких озёрах и, по-видимому, была связана с трансгрессией 3,3–2,4 тыс. л.н. [14]. Затухание термокарста, обусловленное похолоданием и регрессией (2,4–1,4 тыс. л.н.), сопровождалось накоплением озёрно-болотных и склоновых отложений и формированием позднеголоценовых полигонально-жильных льдов, а местами — захоронением озёрных льдов и образованием пещерно-термокарстовых льдов. В настоящее время на первой террасе острова продолжают формироваться мелкие жилки льда, не совпадающие в пространстве с верхним ярусом голоценовых жил.

В районе с. Кареповского раннеголоценовая трансгрессия моря проявилась в подпоре вод в устье р. Енисей. Потепление сопровождалось интенсивной термоденудацией казанцевских песков, валунных суглинков с пластовыми льдами и образованием термоцирков в бортах долины. В днищах термоцирков за счёт неравномерного протаивания мёрзлых пород с пластовыми льдами возникали термокарстовые котловины. Во второй половине голоцена термокарстовые котловины заполнялись склоновыми и озёрно-болотными осадками и промерзали с образованием син- и эпигенетических полигонально-жильных льдов. Химический состав жил указывает на их формирование в субаэральных условиях при участии морских аэрозолей.

Выводы

Исследования показали, что состав полигонально-жильных льдов можно использовать для реконструкции прибрежно-морских обстановок осадконакопления. Полученные данные подтвердили, что в сартанский период осадконакопление и рост полигонально-жильных льдов происходили в субаэральной обстановке во время обширной регрессии Карского моря при отсутствии покровного ледника. Смена прибрежно-морских обстановок седиментации на субаэральные и соответствующие им изменения микроорганизмов и химического состава полигонально-жильных льдов указывают на незначительные колебания уровня Карского моря в голоцене. Трансгрессии морского бассейна имели ингрессионный характер и проявились в затоплении пониженных участков на северо-западе Таймыра и островов и в активизации термокарста. Уровень моря был выше современного на 5–6 м. Регрессии сопровождалась

осушением, промерзанием поверхности и формированием полигонально-жильных льдов.

Работа выполнена в рамках фундаментальных программ ИКЗ СО РАН VIII.75.1, МПГ 2007/2008, Президиума РАН 23.3, ОНЗ РАН-12, гранта Президента РФ НШ-5582.2012.5.

Литература

1. Антипина З.Н., Арэ Ф.Э., Войченко В.В., Молочушкин Е.Н. Криолитозона Арктического шельфа Азии // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 183–189.
2. Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207–1220.
3. Васильчук А.К. Отражение событий Хайнриха на датированных по радиоуглероду спорово-пыльцевых диаграммах повторно-жильных льдов и вмещающих их едомных отложений низовой р. Колымы // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 4. С. 3–138.
4. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во МГУ, 2006. 404 с.
5. Втюрин Б.И. Поземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
6. Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенения Арктики. М.: Научный мир, 1999. 120 с.
7. Гусев Е.А., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Кузнецов В.Ю., Смирнов С.Б., Чернов С.Б., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б. Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям низовьев Енисея // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 2. С. 36–44.
8. Гусев Е.А., Молодьков А.Н. Строение отложений заключительного этапа казанцевской трансгрессии (МИС 5) на севере Западной Сибири // ДАН. 2012. Т. 443. № 6. С. 707–710.
9. Данилов И.Д. Эволюция арктического шельфа в позднем кайнозое и криогенно-гляцигенные процессы в его пределах // Криосфера Земли. 1997. Т. I. № 2. С. 36–41.
10. Иванов А.В. Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск: Дальнаука, 1998. 164 с.
11. Калякин В.Н., Романенко Ф.А., Молочаев А.В., Рогачева Э.В., Сыроечковский Е.Е. Гыданский заповедник // Заповедники России: Заповедники Сибири. Т. II. М.: Логос, 2000. С. 47–55.
12. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровней морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.
13. Карнов Е.Г. О происхождении мощных пластовых подземных льдов в низовьях Енисея // Геология и геофизика. 1984. № 1. С. 118–122.
14. Левтан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории седиментации в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики в течение последних 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007. 404 с.
15. Николаев В.И., Михалев Д.В., Романенко Ф.А., Брилли М. Реконструкция условий формирования многолетнемерзлых пород Северо-Востока России по результатам изо-

- топных исследований опорных разрезов Колымской низменности // Лёд и Снег. 2010. № 4 (112). С. 79–90.
16. Свиточ А.А. Морской плейстоцен побережий России. М.: ГЕОС, 2003. 362 с.
17. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Изотопный состав полигонально-жильных льдов Западного Таймыра // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 3. С. 59–69.
18. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опки-на О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 57–63.
19. Сулова М.Ю., Парфенова В.В., Павлова О.Н., Косторнова Т.Я., Федотов А.П. Разнообразие и распределение культивируемого микробного сообщества в районах Нижнего Енисея и шельфа Карского моря // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 106–109.
20. Wetterich S., Rudaya N., Tumskey V., Andreev A., Opel T., Schirrmeister L., Meyer H. Last Glacial Maximum records in permafrost of the East Siberian Arctic // Quaternary Science Reviews. 2011. V. 30. P. 3139–3151.

Summary

A scale of the Kara Sea transgression and influence of the sea waters upon formation of deposits in Late Neo-Pleistocene and Holocene are estimated. For this purpose three geocryological sections containing polygonal wedge ices (Fig. 1) were investigated on shores of the Yenisei Bay and in the river Yenisei mouth. From one to three stages of the polygonal wedge ices were identified which were confined to different stratified layers and not always to the same age. The results obtained indicate that the Sartan and

Holocene polygonal wedge ices occur here in different genetic deposits, and, depending on conditions of formation, they differ according to their morphology, chemical and microbiological composition. It was established that ice wedges were formed on the slopes of the depression, in coastal-marine lagoons and in thermokarst during Holocene. Composition of these ices can be used for reconstruction of the coastal and marine conditions of sedimentation. Our data confirmed that during the Sartan period the sedimentation and growth of the polygonal wedge ices proceeded under subaerial conditions when the spacious regression of the Kara Sea took place in the absence of any ice cap. Alternation of coastal and marine conditions with the subaerial ones and associated to them changes of microorganisms and chemical composition of the polygonal wedge ices are indicative of insignificant level variations of the Kara Sea in the Holocene. The evidence of thermoabrasion and thermokarst in sediments as well as the marine signal in composition of polygonal-wedge ice allowed establishing the southern limit of the Holocene transgression. Transgressions of the Sea basin were ingressive, and they manifested in flooding of low areas in north-west of the Taimyr Peninsula and on neighboring isles as well as in activating of thermokarst. The Sea level was higher the present-day one by 5–6 m. The sea regressions were followed by draining and freezing of surface and respectively by formation of the polygonal wedge ices.