

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345; 557.79

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(3-15)

АРКТИЧЕСКИЕ ТОРФЯНИКИ ЯМАЛО-ГЫДАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

С.М. Фотиев

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия; kriozem@gmail.com

На основе работ предшественников в статье акцентировано внимание на особенностях формирования торфяников в суровых климатических и геокриологических условиях на севере Западной Сибири. Показано, что, несмотря на суровость климата и геокриологических условий, а скорее всего, благодаря им, торфяники мощностью до 7.5 м, армированные крупными клиньями льда, занимают большие площади в тундровой зоне. Выявлена временная ограниченность (9000–6000 лет назад) эпохи активного вертикального роста торфяников со скоростью 1.5–4.4 мм/год, вследствие этого нижние горизонты торфяников мощностью до 3.0–4.5 м накапливались всего за 1500 лет. Установлены и рассмотрены три причины, определившие активный вертикальный рост торфяников: огромное содержание льда, обилие древесных остатков в торфяниках, а также активное пучение промерзающего вновь образованного слоя торфа. Доказано, что северная граница лесотундры в голоцене не смещалась к северу на 400–500 км. Березовые рощи с высоким бонитетом деревьев росли в тундре на локальных участках – только в пределах изоляционно-радиоогенных таликов.

Торф, клинья льда, арктический торфяник, скорость вертикального роста торфяников, изоляционно-радиоогенный талик

ARCTIC PEATLANDS OF THE YAMAL-GYDAN PROVINCE OF WESTERN SIBERIA

S.M. Fotiev

Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre SB RAS, P/O box 1230, Tyumen, 625000, Russia; kriozem@gmail.com

Based on the seminal works of the foregoing researchers, this paper focuses on peat formation processes that occur under the extreme climatic and permafrost conditions of the northern part of Western Siberia. It has been shown that in spite the extreme climatic and permafrost conditions, but more likely because of them, peatlands up to 7.5 m thick reinforced with large ice wedges occupy extensive areas in the tundra zone. Vertical growth of peatlands was found to be most intensive (at a rate 1.5–4.4 mm/year) in a limited time period from 9 to 6 ky BP, which suggests that lower horizons of peatlands up to 3.0–4.5 m thick accumulated in just 1500 years. The three reasons that determined the active vertical growth of peatlands have been identified and thoroughly discussed in this research: huge ice content, abundance of wood residues in peatlands, and intense frost heaving during the freezing of a newly formed peat layer. Premised on our finding that birch stands with high bonitet level grew in the tundra only locally, in the areas underlain by insulation-radiogenic taliks, it is proved that in the Holocene, there was no northward shift of 400–500 km in the northern boundary of the forest tundra.

Peat, ice wedges, Arctic peatland, speed of vertical growth of peatlands, insulation-radiogenic talik

ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные радиоуглеродные датировки торфа и в южных, и в северных провинциях Западной Сибири свидетельствуют о том, что активное развитие процессов заболачивания и торфообразования началось только в голоцене [Хотинский, 1977; Нейштадт, 1985; Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. В эпоху климатического минимума неоплейстоцена (20.0–18.0 тыс. лет назад) на огромной циркумполярной площади сформировались наиболее суровые климатические и геокрио-

логические условия. В северных районах средняя годовая температура воздуха (T_B) и пород (T_P) опускалась до $-25...-20$ °С, а количество атмосферных осадков было на 20 % меньше современных. Криогенная толща (КТ) мощностью 500–1000 м занимала 95–100 % площади. В аллереде (12.0–11.0 тыс. лет назад) и позднем дриасе (11.0–10.3 тыс. лет назад) T_B и летом, и зимой еще была ниже современной (рис. 1, А). В растительном покрове на огромной циркумполярной площади пре-

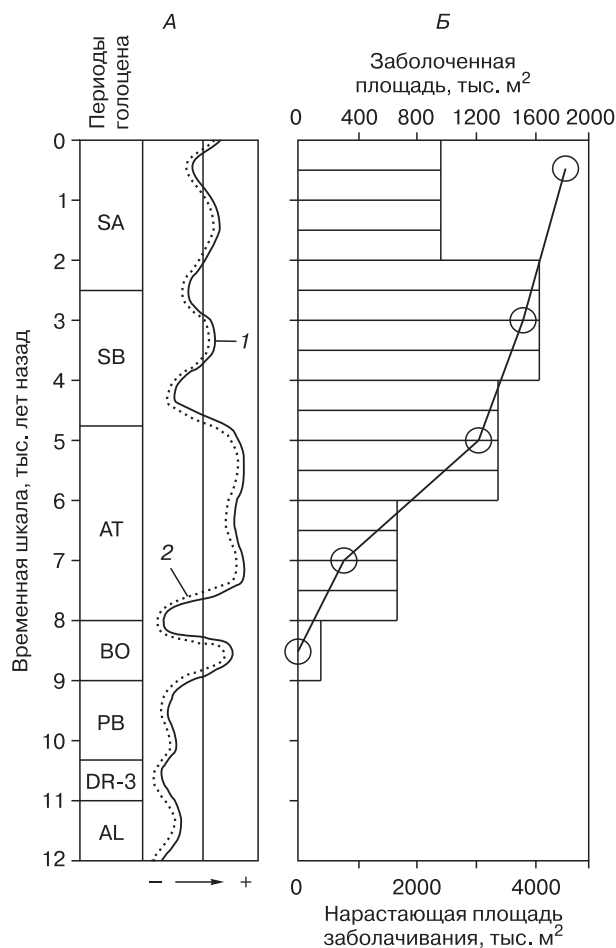


Рис. 1. Климатические колебания в голоцене (А) [Хотинский, 1989] и развитие болотообразующего процесса в Западной Сибири (Б) [Нейштадт, 1985]:

1 – температура воздуха; 2 – увлажненность.
Периоды голоцена: AL – аллеред, DR-3 – поздний дриас, PB – предбореальный, BO – бореальный, AT – атлантический, SB – суббореальный, SA – субатлантический.

обладали степные и тундровые группировки [Величко, 1973; Левина, Орлова, 1993; Зыкин и др., 2001].

Переход от неоплейстоцена к голоцену произошел 11 000–12 000 лет назад. Он ознаменовался потеплением климата [Кинд, 1974; Хотинский, 1977, 1989; Бадю и др., 1986; Инженерно-геокриологические условия..., 1986; Левина, Орлова, 1993; Шер, 1997; Волкова, 1999; Зыкин и др., 2001]. Климат голоцена не был однородным (см. рис. 1, А). Учитывая тенденции изменения условий развития криогенного процесса, автор разделил голоцен на две части [Фотиев, 2009]. Первая часть – деградационная эпоха. Она отличалась теплым климатом, обеспечивающим оттаивание многолетнемерзлых пород с поверхности и деградацию КТ

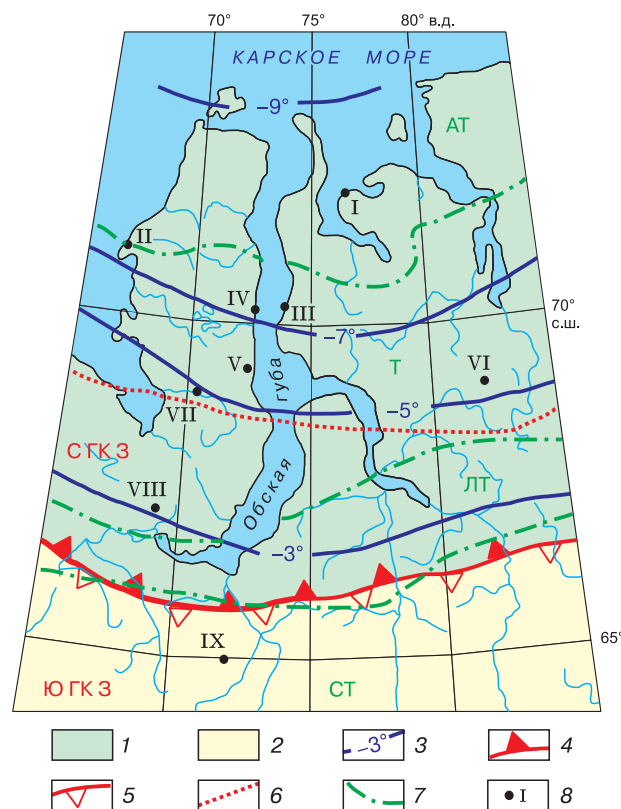


Рис. 2. Арктические торфяники Ямало-Гыданской провинции:

1 – Северная геокриологическая зона (С Г К З); 2 – Южная геокриологическая зона (Ю Г К З); 3 – изотермы пород ($^{\circ}\text{C}$); 4 – южная граница Северной геокриологической зоны; 5 – северная граница Южной геокриологической зоны; 6 – северная граница протаивания с поверхности песчаных и супесчаных пород в деградационную эпоху голоцена; 7 – граница природных зон: АТ – арктическая тундра, Т – тундра, ЛТ – лесотундра, СТ – северная тайга; 8 – номер торфяника и его местоположение.

неоплейстоценового возраста на огромной территории. Вторая часть – аградационная эпоха. Она характеризовалась общим похолоданием климата, обеспечивающим многолетнее промерзание оттаявших пород, и новообразованием КТ голоценового возраста.

Повышение $T_{\text{в}}$ на 10–15 $^{\circ}\text{C}$, увеличение количества дождевых вод и высоты снежного покрова по сравнению с эпохой климатического минимума неоплейстоцена существенно изменили геотермические условия верхних горизонтов КТ. В конце деградационной эпохи на всей территории криогенной области (КО) повысилась $T_{\text{п}}$, увеличилась мощность сезонноталого слоя (СТС), а в результате оттаивания многолетнемерзлых пород (ММП) с поверхности понизилась кровля КТ неоплейстоценового возраста. Мощность горизонта ММП, оттаявших с поверхности, уменьшалась в север-

ном направлении. В районе г. Салехарда на широте Северного полярного круга она не превышала 50 м. Северная граница площади оттаявших с поверхности ММП ориентировочно проходила по 69–68° с.ш.¹ (рис. 2) [Баулин и др., 1967; Баду и др., 1986; Инженерно-геокриологические условия..., 1986; Дубиков, 2002; Фотиев, 2009].

Похолодание климата после деградационной эпохи, как показали расчеты [Баулин, 1985], привело к многолетнему промерзанию пород, оттаявших с поверхности в деградационную эпоху голоцена, и формированию КТ голоценового возраста. Южнее 68–69-й параллели на полуостровах Ямал и Гыданский мощность КТ голоценового возраста повсеместно превысила мощность оттаявших пород: произошло смыкание КТ голоценового и неоплейстоценового возраста. Граница смыкания разделила площадь современной КО на две геокриологические зоны – Северную и Южную. Граница между зонами в Западной Сибири ориентировочно проходит между 67–66° с.ш. (см. рис. 2) [Фотиев, 2009].

Накопление торфа и формирование в Западной Сибири крупнейшего в мире торфяного бассейна началось в бореальный период голоцена (около 9 тыс. лет назад) и происходило на протяжении всего голоцена (см. рис. 1, Б) [Нейштадт, 1985]. В южных провинциях мощность огромных торфяников в широких долинах рек и на плоских междуречьях достигает 8.0–9.0 м. Донные слои торфа, например, в торфянике Болото Гладкое (долина р. Обь в районе г. Новосибирска, 55° с.ш.) датированы возрастом 8710 лет, а в долине р. Иртыш в торфянике Лукошин Яр – 9980 лет назад [Зыкин и др., 2001]. В северных провинциях мощность отдельных торфяников достигает 4.0–6.0 м, реже более. Донные слои торфа в таких торфяниках, например, на II морской террасе вдоль северного побережья п-ова Гыданский (72° с.ш.) датированы возрастом 9940 лет назад [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Следовательно, накопление торфа и в южных, и в северных провинциях начи-

налось практически одновременно, несмотря на то, что расстояние между торфяниками порядка 2000 км, а формировались они в различных климатических и геокриологических условиях. Многие вопросы о времени формирования торфяников и скорости накопления их отдельных слоев в различных климатических и геокриологических условиях до настоящего времени остаются дискуссионными. Именно поэтому выяснение условий формирования торфяников в суровых климатических и геокриологических условиях Ямало-Гыданской провинции Западной Сибири представляет значительный интерес.

ТОРФЯНИКИ И КЛИНОВИДНЫЕ ЛЬДЫ

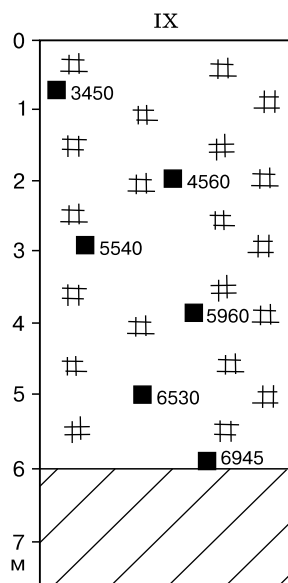
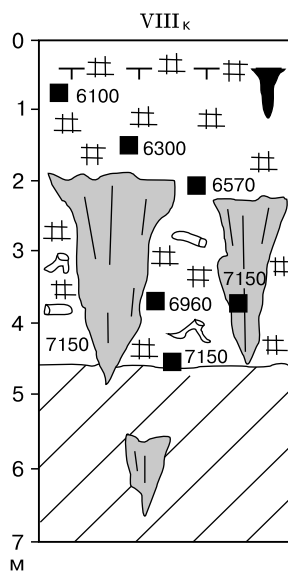
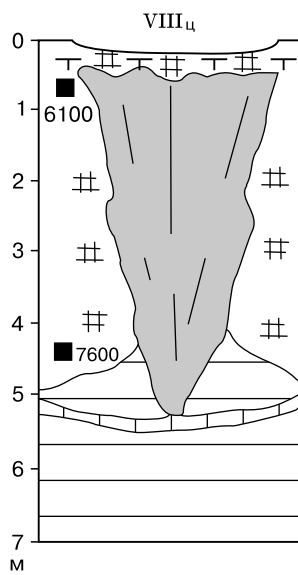
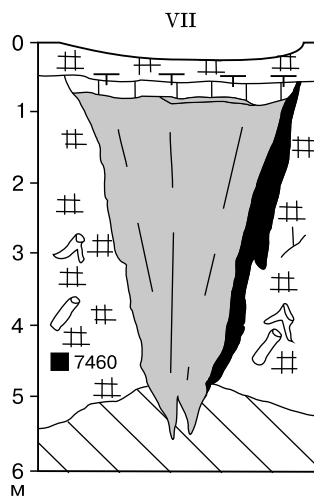
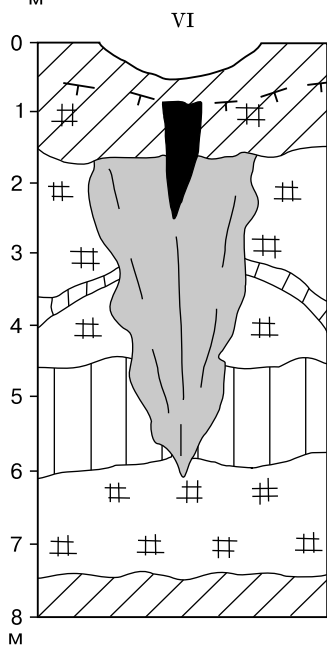
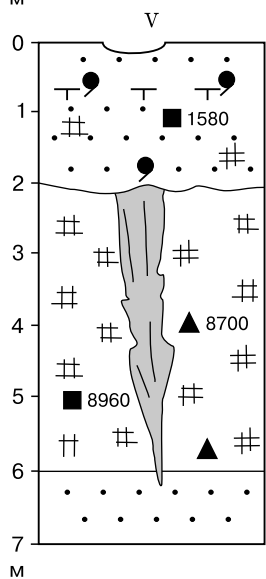
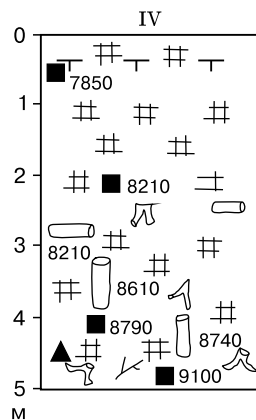
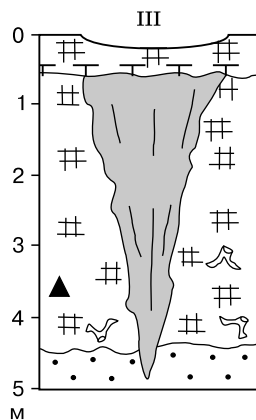
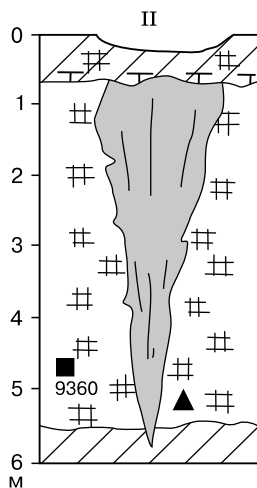
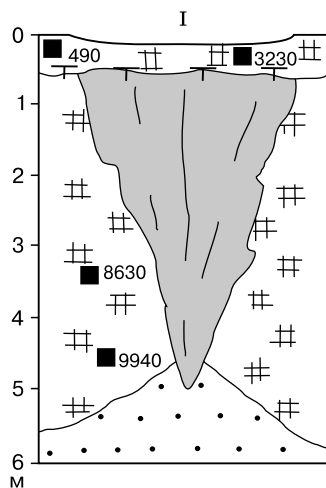
Торфяники и ПЖЛ² в северной части Западной Сибири изучаются уже более 45 лет [Баулин и др., 1967; Васильчук, Трофимов, 1983; Баду и др., 1986; Инженерно-геокриологические условия..., 1986; Болиховский, 1987; Каширюк, Трофимов, 1988; Зыкин и др., 2001; Бляхарчук и др., 2012; Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Тем не менее условия их формирования в различных климатических и геокриологических условиях до настоящего времени остаются дискуссионными. В качестве исходного материала автор воспользовался материалами исследований предшественников и в первую очередь Ю.К. Васильчука и А.К. Васильчука [2016].

Торфяник I. Полуостров Мамонта (северное побережье п-ова Гыданский; координаты: 72° с.ш., 76°23' в.д.) (рис. 3, I) [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Торфяник мощностью³ до 5 м сформировался на II морской террасе в термокарстовом понижении. Травяно-гипновый торф с веточками кустарников и стебельками трав залегает под слоем оторфованной супеси мощностью до 50 см. Древесных остатков нет даже в донном горизонте. *Клинья льда* (высота 4–6 м, ширина поверху до 3 м) залегают на глубине 0.7 м от поверхности. Они проникают через торфяник до кровли слоя поздненеоплейстоценового песка. Желоба

¹ Критерием для проведения этой границы в Ямало-Гыданской провинции послужило наличие в породах неоплейстоценового возраста клиновидных льдов (КЛ). К северу от 69–68° с.ш. полигоны с клиньями льда сохранились во всех породах и на всех элементах рельефа. К югу от 69–68° с.ш. клинья льда сохранились только в торфяниках, а в песках и супесях они протаяли, так как залежали ниже подошвы СТС, мощность которого увеличилась.

² Аббревиатура ПЖЛ широко используется в геокриологической литературе при характеристике подземных льдов, заполняющих трещины, образующиеся при морозобойном трещинообразовании. Одни геокриологи расшифровывают ПЖЛ как повторно-жильный лед, делая упор на многолетнем наращивании толщины жилы. Другие геокриологи расшифровывают ПЖЛ как полигонально-жильный лед, делая упор на формировании ледяных жил в пределах полигональной решетки, образующейся при морозобойном растрескивании. Термины “жила” и “жильный лед” прочно укоренились в геокриологической литературе при характеристике этого типа подземного льда. Тем не менее он не соответствует форме залегания подземного льда во вмещающих породах – это типичный клин, ширина которого уменьшается сверху вниз до полного выклинивания. Именно поэтому использовать термины “жила”, “жильный лед” нежелательно. Автор предлагает подземный лед, формирующийся в результате многократного замерзания поверхностных вод в морозобойных клиновидных трещинах, образующих на поверхности полигональную решетку, называть **полигонально-клиновидный лед (ПКЛ)**.

³ Здесь и далее под мощностью торфяника автор имеет в виду суммарную мощность торфяно-ледового массива (арктический торфяник), в состав которого входят: торф и древесина, текстурообразующий лед, прослой конгломерационного льда и клинья полигонально-клиновидного льда.



- | а б | | |
|------|------|----|
| ⊕ | ▲ | 1 |
| ••• | | 2 |
| ⊕•• | | 3 |
| ⊕••• | | 4 |
| ▧ | | 5 |
| ▨ | | 6 |
| ▩ | | 7 |
| ▪ | | 8 |
| ▫ | | 9 |
| ▬ | | 10 |
| ▭ | | 11 |
| ▮ | | 12 |
| ▲ | 70 | 13 |
| ⊕ | 84 | 14 |
| ■ | 6150 | 15 |
| ⊕ | | 16 |

Рис. 3. Клинья льда в арктических торфяниках Западной Сибири.

1 – торф; а – без древесины, б – с древесиной; 2 – песок; 3 – оторфованный песок; 4 – засоленный песок; 5 – супесь; 6 – суглинок; 7 – глина; 8 – клин льда; 9 – современный растущий клин льда; 10 – прослой сегрегационного льда; 11 – лед каймы; 12 – сегрегационные пояска льда; 13–15 – места отбора образцов для определения радиоуглеродного возраста (^{14}C), тыс. лет назад: 13 – древесина, 14 – древесные остатки: корни, пни, стволы и ветки белоствольной березы, 15 – торф; 16 – подошва слоя сезонного протаивания мерзлых пород (кровля толщи ММП).

Скомпоновано С.М. Фотиевым по данным [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016].

Арктические торфяники: I – на II морской террасе северного побережья п-ова Гыданский; II – на I морской террасе западного побережья п-ова Ямал, район мыса Харасавэй; III – на I морской террасе западного побережья п-ова Гыданский; IV – на III морской террасе восточного побережья п-ова Ямал южнее пос. Сеяха; V – на I морской террасе восточного побережья п-ова Ямал, южнее пос. Яптик-Сале; VI – на I надпойменной террасе в долине р. Мессояха; VII – на III морской террасе в долине р. Юрибей; VIII – на пойме в долине р. Щучья; IX – на пойме в долине р. Хейгаяха.

над клиньями льда делят поверхность торфяника на полигоны.

Торфяник II. Мыс Харасавэй (западное побережье п-ова Ямал; координаты: $71^{\circ}11'$ с.ш., $66^{\circ}52'$ в.д.) (см. рис. 3, II) [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Торфяник мощностью 4.6 м сформировался на I морской террасе высотой 8 м. Гипновый и осоково-гипновый торф с прослоями супеси или песка залегает под слоем оторфованной супеси мощностью 0.5–0.7 м. В донном горизонте торф содержит остатки древесины. *Клинья льда* (высота до 5 м, реже до 7 м, ширина поверху 1.5 м) залегают на глубине 0.5–0.7 м от поверхности (см. рис. 3, II). Желоба над клиньями льда делят поверхность торфяника на полигоны.

Торфяник III. Долина р. Тадибеяха (западное побережье центральной части п-ова Гыданский; координаты: $70^{\circ}22'$ с.ш., $74^{\circ}07'$ в.д.) (см. рис. 3, III) [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Торфяник мощностью 4.2 м сформировался на I надпойменной террасе вблизи побережья Обской губы. Он залегает с поверхности. Верхние слои (интервал от 0 до 3.0 м) сильнольдистого (до 50–60 %) торфа чередуются с прослоями льда толщиной 10–20 см. Донный горизонт (интервал от 3.0 до 4.2 м) торфа обогащен древесными остатками. *Клинья льда* (высота 4.0 м, ширина поверху 2.2 м) проникают через торфяник в аллювиальные пески. Желоба над клиньями льда делят поверхность торфяника на полигоны размером 8×10 м.

Торфяник IV. Обская губа (восточное побережье п-ова Ямал, южнее пос. Сеяха; координаты: $70^{\circ}10'$ с.ш., $72^{\circ}30'$ в.д.) (см. рис. 3, IV) [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Торфяник мощностью более 5 м сформировался на III лагунно-морской террасе высотой 22–24 м в термокарстовом понижении. Он залегает под тонким (0.3 м) слоем супеси. Верхние слои (интервал от 0.30 до 2.15 м) гипново-осокового торфа содержат только листья и веточки карликовой березки. Донный горизонт (интервал от 2.15 до 4.5 м) гипново-осокового тор-

фа содержат обильные остатки древесины, толстые (до 30–40 см) стволы, пни с корнями и веточки березы. Некоторые стволы березы стоят вертикально. Лыдность торфа достигает 40–60 %. В основании торфяника отчетливо выделяется мощный (до 1.5 м) слой древесного торфа, особо насыщенный древесиной. *Клинья льда* (высота 2.5 м, ширина поверху 1.2 м) в соседних обнажениях залегают непосредственно ниже подошвы СТС и проникают в торфяник⁴. Желоба над клиньями льда делят поверхность торфяника на полигоны.

Торфяник V. Обская губа (восточное побережье п-ова Ямал, южнее пос. Яптик-Сале; координаты: $69^{\circ}23'$ с.ш., $72^{\circ}31'$ в.д.) (см. рис. 3, V). [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Торфяник мощностью от 5 м (в центральной части) до 3 м (в краевых частях) сформировался на I лагунно-морской террасе (абс. отметка 7.0–9.0 м). Он залегает под толстым (до 2 м) слоем оторфованного засоленного песка⁵. Верхний горизонт травяно-гипнового торфа содержит большое количество торфа остатков растительности, но древесных остатков нет. Донный горизонт (интервал от 3.7 до 5.0 м) осоково-гипнового торфа насыщен (до 40 %) остатками древесины. *Клинья льда* (высота 4.0 м, ширина поверху 0.5 м) проникают через торфяник в подстилающие пески (см. рис. 3, V). Желоба над клиньями льда делят поверхность торфяника на полигоны.

Торфяник VI. Долина р. Мессояха (южная часть п-ова Гыданский; координаты: $69^{\circ}10'$ с.ш., $82^{\circ}11'$ в.д.) (см. рис. 3, VI) [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Торфяник мощностью 6.0 м сформировался на I надпойменной террасе в старичном озере. Он залегает под мощным (до 1.5 м) слоем супеси с тонкими прослойками торфа. Верхние слои (интервал от 1.5 до 4.8 м) сильнольдистого (до 45–60 %) осоково-гипнового торфа содержат древесные остатки. Донный горизонт (интервал от 6.0 до 7.5 м) сфагнового и травяного

⁴ В обнажении торфяника, описанном в тексте и приведенном на рис. 3, клин льда нет.

⁵ Высокое (до 1.2 %) содержание в песке морских солей свидетельствует о формировании слоя песка во время очередной трансгрессии моря.

торфа, отделенный от верхнего мощным (до 1.5 м) прослоем конжеляционного льда, древесных остатков не содержит (см. рис. 3, VI). *Клинья льда* (высота 5.5 м, ширина поверху до 2.0 м) залегают на глубине до 1.5 м от поверхности. Они проникают через верхний горизонт торфа и протыкают прослой конжеляционного льда. В настоящее время в торфянике ниже подошвы СТС формируется молодой клин льда (высота 1.5 м, ширина поверху 0.3 м) (см. рис. 3, VI). Желоба над клиньями льда делят поверхность торфяника на полигоны с размером решетки 10 × 10 м.

Торфяник VII. Долина р. Юрибей (центральная часть п-ова Ямал; координаты: 68°12' с.ш., 69°41' в.д.) (см. рис. 3, VII) [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Торфяник мощностью 5.5 м сформировался на III лагунно-морской террасе в термокарстовом понижении. Он залегают с поверхности, а подстилается озерными суглинками (см. рис. 3, VII). Верхние слои (интервал от 0 до 2.5 м) травяно-гипнового торфа содержат большое количество веток и коры стустарников. Донный горизонт (от 2.5 до 5.5 м) осоково-гипнового и травяного торфа содержит стволы, ветки и кору березы. *Клинья льда* (высота 5.0 м, ширина поверху до 3 м) залегают на глубине 0.7–1.0 м от поверхности и отделяются от подошвы СТС прослоем конжеляционного льда мощностью 15 см. *Клинья льда* проникают через торфяник в суглинки (см. рис. 3, VII). Желоба над клиньями льда делят поверхность торфяника на полигоны с размером решетки 10.5 × 12.0 м.

Торфяник VIII. Долина р. Щучья (южная часть п-ова Ямал; координаты: 67°10' с.ш., 69°05' в.д.) (см. рис. 3, VIII) [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Торфяник мощностью 5.5 м сформировался на пойме реки в старичном озере. Мощность и состав торфа, а также размеры ледяных клиньев и условия их залегания различны для центральной и краевых частей торфяника, хотя возраст торфа одинаковый.

Центральная часть торфяника (см. рис. 3, VIII_ц) сложена травяно-гипновым торфом со стебельками осоки и ветками березы. Стволов, корней и крупных веток березы нет даже в донном горизонте. Мощность торфяника, залегающего на суглинках, в центре полигонов 5.8 м, а вблизи клиньев льда – всего 4.2 м. Лыдность торфа – огромная. Она увеличивается от 45 % на глубине 0.4–0.6 м до 70–90 % на глубине 4.0–5.0 м. *Клинья льда* (высота 5 м, ширина поверху 2 м) залегают непосредственно ниже подошвы СТС и проникают через толщу торфа в озерные глины. Желоба

над клиньями льда делят поверхность торфяника на полигоны.

Краевая часть торфяника (см. рис. 3, VIII_к) сложена травяно-гипновым торфом с древесными остатками. В основании торфяника залегают мощный (до 1.5 м) слой древесного торфа со стволами березы диаметром 20–30 см, корнями и ветками березы и режее лиственницы. *Клинья льда* залегают в три яруса. Первый ярус – небольшой клин льда (высота 1.2 м, ширина поверху 0.6 м) залегают на глубине 5.8 м в озерных супесях, подстилающих торфяник. Клинья льда второго яруса (высота 2.5–3.0 м, ширина поверху 0.9–1.3 м) залегают в нижней части торфяника на глубине 1.7–2.2 м от поверхности. Третий ярус – молодой растущий клин льда (высота 0.6 м, ширина поверху 0.25 м) залегают на глубине 0.4–0.6 м от поверхности непосредственно ниже подошвы СТС.

Торфяник IX. Долина р. Хейгаяха (бассейн р. Надым; координаты: 65°19' с.ш., 72°00' в.д.) (см. рис. 3, IX)⁶ [Бляхарчук и др., 2012]. Торфяник мощностью 6.0 м сформировался на пойме реки в старичном озере. Торфяник залегают с поверхности и подстилается озерными супесями. Для верхних горизонтов торфа характерно обилие пыльцы кедра сибирского и сосны, а также спор сфагновых мхов. Для донного горизонта характерно обилие пыльцы лапчатки, осок и древовидной березы, а также спор зеленых мхов и сфагнумов. Древесных остатков в торфе нет. Торф мерзлый, однако ПКЛ в настоящее время в торфянике нет. Об их наличии в эпоху активного торфообразования свидетельствует плохо сохранившаяся полигональная решетка на поверхности торфяника.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АРКТИЧЕСКИХ ТОРФЯНИКОВ

Избыточное увлажнение, равнинность территории и слабое эрозионное расчленение междуречий способствовали значительной заболоченности территории с последующим торфообразованием и в южной, и в северной частях Западной Сибири. Тем не менее условия заболачивания и торфообразования в северной части отличались рядом характерных особенностей.

Ямало-Гыданская провинция целиком расположена в Северной геокриологической зоне (см. рис. 2). Это значит: 1) крайне суровые климатические и геокриологические условия в конце сарматской эпохи, когда T_v и T_n опускались до $-25...-20$ °C; 2) существенное (на 10–15 °C) потепление климата в деградационную эпоху голоцена на огромной территории, происходившее в пределах отрицательной температуры и не приводив-

⁶ Торфяник расположен в 150 км южнее Обской губы, на территории Южной геокриологической зоны. Это значит: 1) T_v от -6 до -7 °C, осадки – 487 мм/год, 2) острова многолетнемерзлых пород, приуроченные к торфяникам, занимают до 50 % площади, T_n от $+1.0$ до -2.0 °C, клиньев льда нет [Бляхарчук и др., 2012].

шее к таянию ММП с поверхности; 3) суровые современные климатические (T_v от -7 до -12 °С) и геокриологические ($T_{п}$ от -3 до -10 °С, а КТ развита на 95–100 % площади) условия; 4) размещение в основном в зоне тундры, которая, как известно, отличается скудной растительностью (преобладают травяно-мохово-лишайниковая растительность и кустарники). Несмотря на суровость климатических и геокриологических условий, а возможно, именно благодаря им, торфяники мощностью до 7 м и более занимают на севере Западной Сибири значительные площади⁷. Высокое и очень высокое содержание льда – наиболее яркая характерная особенность состава торфяников, сформировавшихся в суровых климатических и геокриологических условиях. Объем льда в “теле” таких торфяников соизмерим, а чаще значительно превышает объем биогенного материала. По существу, это торфяно-ледовый массив. В отличие от общепринятого термина “торфяник”, такой торфяно-ледовый массив следует (рекомендуется) называть “арктический торфяник”.

При изучении арктических торфяников, армированных мощными клиньями льда, невольно возникает вопрос: когда формировались клинья льда? Одновременно с торфом (сингенетически) или после формирования торфяника (эпигенетически)? Ответ на этот вопрос до настоящего времени остается дискуссионным.

В настоящее время доказано, что аллювиальные, склоновые и болотные отложения голоценового возраста на севере Западной Сибири промерзали сингенетически. Мощность горизонта сингенетических отложений не превышала 15 м [Баулин и др., 1967; Романовский, 1977; Васильчук, Трофимов, 1983; Бадю и др., 1986; Инженерно-геокриологические условия..., 1986; Болиховский, 1987; Кашиперюк, Трофимов, 1988; Дубиков, 2002; Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016; и др.]. Иной точки зрения придерживалась Л.Н. Крицук, которая категорично утверждала, что “сингенетическое формирование торфяных залежей и ледяных жил в принципе невозможно” [Крицук, 2010, с. 289].

Сингенетическое формирование ПКЛ и вмещающих отложений, как известно, сопровождается: 1) изменением условий осадконакопления, которое происходит в изолированных полигональных ваннах, ограниченных по бокам клиньями льда; 2) изменением криогенного строения промерзающих отложений; 3) изменением строения самих клиньев льда; 4) специфическим взаимоотношением клиньев льда и шпирей сегрегационного льда во вмещающих отложениях; 5) деформацией вмещающих отложений. Образующиеся при

этом особенности клиньев льда и вмещающих отложений служат признаками сингенеза [Романовский, 1977]. Н.Н. Романовский [1977] детально рассмотрел 16 признаков сингенетического роста ПКЛ.

Не сомневается в сингенетическом формировании торфа и клиньев льда в торфяниках на полуостровах Ямал и Гыданский и Ю.К. Васильчук. Наиболее показательными признаками сингенеза он считает плечики на боковых контактах торфа и клина льда и “припаянные” к этим контактам шпирей сегрегационного льда. Важным обстоятельством, обеспечивающим одновременное накопление торфа и формирование клиньев льда, по мнению Ю.К. Васильчука, следует считать усиление континентальности климата в период голоценового оптимума (9.5–4.3 тыс. лет назад). На синхронность накопления слоев торфа и формирования клиньев льда также указывают одинаковые (7000 и 7150 лет назад) радиоуглеродные датировки с глубины 3.0 м по торфу и по стебельку мха из осевой части клина (см. рис. 3, торфяник VIII_к) [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Радиоуглеродная датировка (7165 лет назад) фрагмента торфа, отобранного непосредственно из клина льда с глубины 1.85 м в торфянике в районе метеостанции Марре-Сале [Forman et al., 2002] также указывает на сингенетическое образование клиньев льда и торфа.

По мнению автора, одновременное (сингенетическое) формирование торфа и клиньев льда на территории Ямало-Гыданской провинции вполне закономерно. Известно, что при одинаковых климатических условиях морозобойные трещины в торфяниках формируются раньше, а трещинообразование протекает более интенсивно [Романовский, 1977]. Морозобойные трещины в торфяниках формируются уже при $T_{п} = -2$ °С, а в сингенетически промерзающих супесях и суглинках – только при $T_{п} = -6$ °С [Баулин и др., 1967]. Поэтому неудивительно, что многолетнее промерзание вновь образовавшихся слоев торфа и их морозобойное растрескивание начинались уже в первую фазу торфонакопления и многократно повторялись на протяжении всего периода активного роста торфяников. Одинаковые мощность торфяника и высота клиньев льда (см. рис. 3) также указывают на синхронность их формирования.

Потепление климата начиная с суббореального периода в сочетании с ростом количества атмосферных осадков привело к повышению $T_{п}$, увеличению мощности СТС и к активизации процессов заболачивания и торфообразования. В тундровой зоне появились оазисы с лесной растительностью.

⁷ По мнению А.П. Гыртыкова, активное торфообразование возможно только там, “где вечная мерзлота не сплошная. В районах сплошной вечной мерзлоты бугристые торфяники не образуются, и наличие их здесь свидетельствует о существовании островной вечной мерзлоты в прошлом” [Гыртыков, 1979, с. 100].

В.Ш., тыс. л.н.	Hg: периоды	I			II			IV			V			VI			VIII _ц			VIII _к			IX			
		H, м	¹⁴ C	V	H, м	¹⁴ C	V	H, м	¹⁴ C	V	H, м	¹⁴ C	V	H, м	¹⁴ C	V	H, м	¹⁴ C	V	H, м	¹⁴ C	V	H, м	¹⁴ C	V	
0		0.1	490	0.2																						
1	SA																									
2				0.1						1.0	1580	0.6													0.2	
3	SB	0.4	3230				0.2																0.1			
4							0.06							0.1	4400									0.85	3450	
5	AT																						1.99	4560	1.0	
6				0.6	1.1	5785																	2.95	5540	0.9	
7					1.7	5980	3.0																	3.90	5960	2.45
8								1.7						1.4	6830									5.08	6530	1.9
9	BO	3.5	8630		3.4	8945			0.5	7850			2.9	7260	3.5								5.98	6945	2.1	
10	PB	4.1	9940	0.7	4.0	9365	1.4		2.1	8210	4.4		5.0	9100	3.2								2.0	6570	3.0	
	Начало формирования торфа, лет назад																									
11	DR-3	9940			9365			9100*			8960			8350			8200*			7150*			7000			
12	AL																									

Рис. 4. Время формирования и скорость накопления отдельных слоев торфяника.

Использованные сокращения: I–IX – номера торфяников (их местоположение показано на рис. 1); В.Ш. – временная шкала, тыс. лет назад; Hg – голоцен (периоды голоцена: SA – субатлантический, SB – суббореальный, AT – атлантический, BO – бореальный, PB – предбореальный, DR-3 – поздний дриас, AL – аллеред); H – глубина (место) отбора образца торфа на радиоуглеродный анализ, м; ¹⁴C – радиоуглеродная датировка, лет назад; V – скорость накопления слоя торфяника, залегающего в интервале глубин мест отбора образцов на радиоуглеродный анализ, мм/год.

Источник сведений о радиоуглеродном возрасте образцов торфа: торфяники I, IV, V, VIII_ц, VIII_к [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]; торфяник II [Forman et al., 2012]; торфяник VI [Батуев и др., 2015].

9100*, 8200*, 7150* – ориентировочное время начала торфообразования, рассчитанное по скорости роста, определенной для донного слоя.

Зарождение торфяников на территории Ямало-Гыданской провинции началось на высоких морских террасах в предбореальный период. Наиболее древний торфяник мощностью до 5 м сформировался на северном побережье п-ова Гыданский на поверхности II морской террасы [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Донные слои торфа в торфянике I начали накапливаться 9940 лет назад со скоростью 0.7 мм/год (рис. 4, см. таблицу). Не менее древние даты получены в донных слоях торфяника II, сформировавшихся на западном побережье п-ова Ямал на I морской террасе в устье р. Харасавэй (9365 лет назад) и в центральной части п-ова Гыданский (9600–9230 лет назад) [Инженерно-геокриологические условия..., 1986]. Донные слои торфяника II, содержащие остатки древесины, формировались со скоростью 1.4 мм/год (см. таблицу). Однако большая часть арктических торфяников (IV, V, VI и VIII_ц) начала формироваться только в бореальный период

(см. рис. 4, таблицу). Мощность донных слоев увеличивалась со скоростью 2.3–4.4 мм/год. Наиболее сильно мощность арктических торфяников возросла в эпоху бореального климатического оптимума, климат которого был теплее современного и отличался повышенной увлажненностью (см. рис. 1, А) [Орлова, 1990; Левина, Орлова, 1993; Зыкин и др., 2001]. Активный рост арктических торфяников продолжался и в первой половине атлантического периода, климат которого был теплее климата бореального периода и также характеризовался повышенной увлажненностью⁸. Именно в первой половине атлантического периода наращивание мощности арктических торфяников происходило со скоростью 4.4 мм/год (торфяник IV) и 3.5 мм/год (торфяник VI). В первой половине атлантического периода торфообразование началось и в краевой части торфяника VIII_к, донные слои которого накапливались со скоростью 4.3 мм/год (см. рис. 4, таблицу).

⁸ В результате анализа спорово-пыльцевой диаграммы торфяника IX Т.А. Бляхарчук с соавт. [2012] выделила в голоцене три периода повышенной увлажненности климата: бореальный (9000–8500 лет назад), атлантический (6500–6000 лет назад) и суббореальный (4200–2000 лет назад).

Время формирования и скорость накопления отдельных слоев торфяника

Торфяник		Период торфонакопления, лет назад			Торфонакопление			Источник
Номер	Мощность, м	Начало	Конец	Продолжительность	Глубина точек отбора пробы, м	¹⁴ C-дата, лет назад	Скорость**, мм/год	
I	4.4	9940	0.0	9940	0.1	490	0.2	[Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]
					0.4	3230	0.1	
					3.5	8630	0.6	
					4.4	9940	0.7	
II	4.0	9365	0.0	9365	1.1	5785	0.2	[Forman et al., 2002]
					1.7	5980	3.0	
					3.4	8945	1.7	
					4.0	9365	1.4	
IV	5.0	9100*	7850	1250	0.5	7850	0.06	[Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]
					2.1	8210	4.4	
					4.0	8790	3.2	
					5.0	9100*	3.2	
VI	5.0	8350	4400	3950	0.1	4400	0.02	[Батуев и др., 2015]
					1.4	6830	0.5	
					2.9	7260	3.5	
					5.5	8350	2.4	
VII	4.5	7460	–	–	4.0	7460	–	[Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]
VIII _ц	5.8	8200*	0.0	8200	0.8	6100	0.1	Там же
					4.3	7600	2.3	
					5.8	8200*	2.3	
VIII _к	4.8	7150*	0.0	7150	0.8	6100	0.1	Там же
					1.4	6300	3.0	
					2.0	6570	2.2	
					3.7	6960	4.3	
					4.5	7150*	4.3	
IX	6.0	7000	0.0	7000	0.85	3450	0.2	[Бляхарчук и др., 2012]
					1.99	4560	1.0	
					2.95	5540	0.9	
					3.99	5960	2.45	
					5.08	6530	1.9	
					5.98	6945	2.1	

Примечание. Данные, полученные расчетом: 7150*, 8200*, 9100* – ориентировочное время начала торфообразования, рассчитанное по скорости роста, определенной для донного слоя.

** Скорость вертикального роста торфяника в интервале между точками отбора проб торфа на определение радиоуглеродных дат.

На юге Западной Сибири торфонакопление началось только в бореальный период (см. рис. 2, Б) [Нейштадт, 1985]. Накопление торфа в торфянике Болото Гладкое (южная часть Южной геокриологической зоны) началось 8710 лет назад, а закончилось 480 лет назад. “Накопление торфа, как показывают даты, продолжалось длительное время, охватившее практически весь голоцен” [Зыкин и др., 2001]. Следовательно, торфяник мощностью 8–9 м формировался 8230 лет со сред-

ней скоростью 1.0 мм/год. Торфяник IX в долине р. Хейгаяха (см. рис. 3), расположенный в северной части Южной геокриологической зоны, начал формироваться только 7000 лет назад⁹. “Начиная с 7 тыс. лет до 3.4 тыс. лет назад торфонакопление согласно радиоуглеродным датировкам и с учетом мерзлотного пучения происходило довольно интенсивно со скоростью 1.5 мм/год, а после 3.4 тыс. лет назад до современности скорость торфонакопления резко уменьшилась, составив в среднем

⁹ Такое позднее начало торфообразования объясняется размещением торфяника на пойменной террасе реки. Установлено, что аккумуляция пойменной фации аллювия I надпойменной террасы и поймы в долинах рек Западной Сибири в зависимости от расстояния от устья реки закончилась в интервале от 8670 до 5880 лет назад [Волков, 1984].

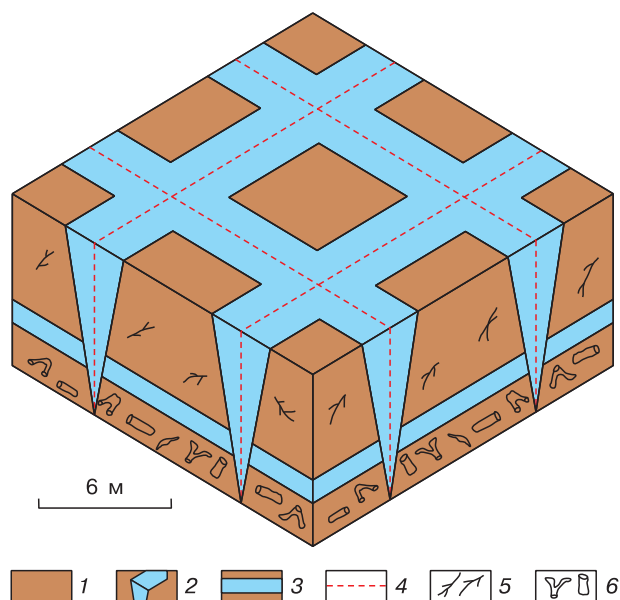


Рис. 5. Состав арктического торфяника:

1 – торф (льדיстость 50 %); 2 – клин льда; 3 – прослой сегрегационного льда; 4 – морозобойные трещины; 5 – растительные остатки: листья и веточки кустарников; 6 – древесные остатки: древесина, корни, пни, стволы и ветки белоствольной березы (реже лиственницы).

0.2 мм/год” [Бляхарчук и др., 2012, с. 79]. Максимальная скорость торфообразования (2.5 мм/год) имела место только в эпоху атлантического климатического максимума (6500–6000 лет назад) (см. рис. 4, таблицу).

Начиная со второй половины атлантического периода и до современности, т. е. на протяжении последних 6000 лет, скорость накопления всех арктических торфяников в Ямало-Гыданской провинции резко сократилась до 0.5–0.1 мм/год и менее (см. рис. 4, таблицу).

Выявление огромных (2.3–4.4 мм/год) скоростей увеличения мощности арктических торфяников в зоне тундры невольно заставило искать причины столь необычного явления, отнюдь не характерного даже для самых южных провинций Западной Сибири. Таких причин оказалось три. Первая – значительное объемное содержание льда в торфянике, вторая – обилие древесных остатков, содержание которых в составе донного слоя торфяника VI, например, достигает 40 % [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016] и третья – распучивание промерзающего слоя торфа, благодаря активному льдовыделению, что приводило к уве-

личению мощности торфяника. Лед в арктических торфяниках представлен тремя типами: 1) текстурообразующий лед, 2) прослой конжеляционного льда, 3) клинья полигонально-клиновидного льда (рис. 5).

Текстурообразующий лед – результат льдообразования при сингенетическом промерзании влажного торфа. В зависимости от влажности льдистость мерзлого торфа изменяется от 10–20 до 40–60 %, а в донных слоях торфяника VIII_ц она достигает 70–90 % [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016].

Конжеляционный лед в виде субгоризонтальных прослоев формировался либо в нижней части (торфяник VI), либо в верхней части над головой клина (торфяник VII), а в торфянике III прослой льда чередуются с прослоями торфа (см. рис. 3).

Полигонально-клиновидный лед. Клинья льда образуются в результате замерзания воды в клиновидных трещинах, возникающих в промерзающих торфяниках в результате многократно повторяющегося процесса сезонного морозобойного трещинообразования.

Клинья льда высотой от 2 до 5 м и даже до 7 м и шириной поперку от 0.5 до 3.0 м (см. рис. 3) расчленяют торфяник на многогранные призмы, а борозды (понижения) над клиньями льда делят поверхность торфяника на полигоны размером от 3 до 10 м (см. рис. 5)¹⁰.

Датировки слоев торфа в верхней части клина (7600 лет назад) и на уровне головы клина (6100 лет назад) (см. рис. 3, торфяник VIII_ц) позволяют ориентировочно судить о времени формирования клина льда. Клин льда в торфянике на пойме р. Щучья формировался в первой половине атлантического периода на протяжении 1500 лет.

Обилие древесных остатков в составе донных слоев торфяников и высокое (до 50 %) содержание пылицы древесных видов растительности в клиньях льда и во вмещающих их торфяниках свидетельствуют о наличии деревьев в тундровой зоне в период их формирования [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016]. Радиоуглеродные датировки стволов березы¹¹ свидетельствуют о непродолжительности (менее 2000 лет: от 8750 до 7000 лет назад) периода оптимальных климатических и геокриологических условий, обеспечивающих активное произрастание белоствольной березы, диаметр стволов которой достигал 30–40 см. Время бореального и первой половины атлантического периода, по существу, можно назвать вегетационным пиком голоцена. Во всех торфяниках, возраст

¹⁰ В блоке торфяника (см. рис. 5), как показал ориентировочный расчет, объем торфа составляет всего 25 %.

¹¹ Самая древняя датировка ствола березы (8750–8700 лет назад) получена из торфяников IV, V, VI [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016], а древесины – в устье р. Харасавэй (8780 лет назад) [Forman et al., 2002]. Самая молодая датировка ствола березы (7000 лет назад) получена в краевой части торфяника VIII_к [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016].

которых менее 7000 лет, стволы, пни и корни березы пока не обнаружены.

А было ли глубокое (500–600 км) проникновение древесной растительности в зону ямало-гыданской тундры в результате существенного и продолжительного потепления климата в первой половине голоцена? На этот вопрос пока нет однозначного ответа. Опираясь на результаты радиоуглеродных датировок, Ю.К. Васильчук, например, пришел к выводу, что северная граница тайги в нижнем голоцене (9.5–4.3 тыс. лет назад) продвинулась до мыса Харасавэй (71° с.ш.) и даже располагалась немного севернее [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016].

Однако обилие древесины и даже стволов березы только в торфяниках и только в их краевых частях (торфяник VIII_к) свидетельствует, скорее, о локальных (местных), а не о зональных факторах¹², обеспечивающих возможность произрастания белоствольной березы высокого бонитета в достаточно суровых климатических и геокриологических условиях ямало-гыданской тундры даже в деградационную эпоху голоцена.

По мнению автора, строгая временная ограниченность (8750–7000 лет назад) эпохи активного роста деревьев свидетельствует о таких сочетаниях тепла и влаги в период вегетационного пика, которые не повторились ни во второй половине атлантического периода, ни позднее. Березовые перелески с высоким бонитетом деревьев на поверхности речных или морских террас существовали только на локальных участках вдоль подветренных бортов понижений. Такие участки следует рассматривать как геотемпературные оазисы с повышенной $T_{п}$ на общем фоне суровых геотемпературных условий, характерных для плоских безлесных поверхностей террас¹³. Геотемпературные оазисы с лесной растительностью “возникали” и существовали на локальных участках в пределах несквозных изоляционно-радиогенных таликов, глубина которых 1.0–3.0 м, реже более¹⁴. Они крайне неустойчивы в тепловом отношении, так как чутко реагируют даже на незначительные изменения высоты снежного сугроба и количество солнечной радиации, поступающей к поверхности.

Важную роль при формировании мощности арктических торфяников играет процесс пучения. Активность процесса пучения, как известно, опре-

деляется условиями сегрегационного льдообразования. Наиболее активное льдообразование происходит при промерзании снизу вновь образованного сильновлажного торфа в центральной части полигонов. Может быть, именно поэтому мощность торфяника в центре полигонов на 1.0–1.5 м больше, чем на их периферии – около клиньев льда. В результате неравномерного пучения субгоризонтальная поверхность торфяника становится куполообразной [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016].

Несмотря на то что активное торфообразование закончилось около 6000 лет назад, а верхние горизонты торфа накапливались со скоростью 0.1 мм/год, “головы” клиньев льда залегают непосредственно ниже современной подошвы СТС (см. рис. 3). Залегание клиньев льда непосредственно ниже подошвы современного СТС свидетельствует о стабильной суровости климата на протяжении деградационной эпохи голоцена. Климатические условия этой эпохи не допускали таяния с поверхности многолетнемерзлых слоев торфа, армированных клиньями льда. Клинья льда не протаивали с поверхности даже в самой южной части п-ова Ямал (67° с.ш.) (долина р. Щучья, торфяник VIII_ц), тогда как верхние горизонты многолетнемерзлых песков и супесей, вмещающих торфяник, как известно, протаивали до глубины 15–20 м (см. рис. 3, торфяник VIII_ц). Только в краевой части этого торфяника, видимо под влиянием местных факторов, “головы” клиньев льда залегают в мерзлом торфе на глубине 1.7–2.2 м от поверхности (см. рис. 3, торфяник VIII_к).

ВЫВОДЫ

В статье выявлены специфические климатические и геокриологические условия, обеспечившие возможность одновременного формирования и торфа, и клиньев льда в северной провинции Западной Сибири.

- Показано, что климатические и геокриологические условия первой половины голоцена (деградационная эпоха) обеспечивали возможность одновременного формирования в торфяниках торфа и льда.

- Выявлена временная ограниченность (борельный период и первая половина атлантического

¹² Конечно, потепление климата – очень важный зональный, но, как оказалось, не определяющий фактор, так как во второй половине атлантического периода (климатический оптимум голоцена) второго вегетационного пика не зафиксировано [Орлова, 1990; Левина, Орлова, 1993; Зыкин и др., 2001].

¹³ Например, в настоящее время в районе мыса Харасавэй в понижениях, заросших высоким и густым кустарником, под сугробами снега значительной мощности $T_{п}$ на 4–6 °С выше по сравнению с $T_{п}$ на оголенных бесснежных возвышенностях, на поверхности которых развит мохово-лишайниковый покров [Геокриология..., 1989].

¹⁴ Изоляционно-радиогенные талики – геотермические аномалии, формирующиеся за счет тепла солнечной радиации, на подветренных бортах озерных котловин с большой (до 1.0–3.0 м) высотой снежных сугробов, накапливающихся в результате метелевого переноса снега. Наиболее благоприятны для формирования сугробов снега крутые борта котловин (понижений), нормальные по отношению к направлению ветра [Фотиев, 1991].

периода голоцена, 9000–6000 лет назад) эпохи активного вертикального роста торфяников со скоростью от 1.5 до 4.4 мм/год. Показано, что такое сочетание тепла и влаги не повторялось ни во второй половине атлантического периода, ни позднее. Результат этого – резкое уменьшение (до 0.5–0.1 мм/год) скорости вертикального роста торфяников.

- Установлены три причины (условия), определившие возможность формирования нижних горизонтов торфяников мощностью до 3.0–4.5 м со скоростью вертикального роста до 4.4 мм/год. Первая – огромное содержание в торфяниках текстуробразующих, конжеляционных и клиновидных льдов, объемы которых соизмеримы, а чаще значительно превышают объем торфа. Вторая – обилие (до 40 % объема) в донных слоях торфяников древесных остатков. Третья – активное пучение промерзающего вновь образованного слоя торфа.

- Выявлена временная непродолжительность (от 8700 до 7500 лет назад) эпохи оптимальных климатических и геокриологических условий, обеспечивающих произрастание роц белоствольной березы, диаметр ствола которой 20–30 см. В составе торфяников, возраст которых менее 7000 лет, древесина, корни, пни и стволы деревьев пока не обнаружены.

- Показано, что в первой половине голоцена, несмотря на существенное (10–15 °С) повышение температуры и увеличение влажности воздуха (по сравнению с сартанской эпохой), существенного продвижения (смещения) северной границы лесотундровой зоны на территорию современной тундры не было. Березовые роцы с высоким бонитетом деревьев произрастали не на всей поверхности речных или морских террас, а только на локальных участках в пределах границ изоляционно-радиогенных таликов.

- Торфяник, сформировавшийся в суровых климатических и геокриологических условиях, в котором содержание льда превышает (иногда значительно) содержание торфа, предлагается называть **арктическим торфяником**.

Литература

- Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И., Трофимов В.Т.** Геологические процессы и явления, обусловленные многолетними изменениями температур в слое многолетнемерзлых и промерзающих пород // *Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности)*. М., Изд-во Моск. ун-та, 1986, 288 с.
- Badu, Yu.B., Vasil'chuk, Yu.K., Kashperyuk, P.I., Trofimov, V.T., 1986. Geological Processes and Phenomena Conditioned by Multi-year Temperature Variations in the Permafrost and Seasonally Frozen Strata, in: *Exogeodynamics of the West-Siberian Plate: Spatiotemporal Regularities*. Moscow University Press, Moscow, 288 pp. (in Russian)
- Батуев В.И., Ганул А.Г., Новиков С.М.** Возраст реликтовых болот севера Западной Сибири // *Вестн. Том. гос. пед. ун-та*, 2015, № 2 (155), с. 185–191.
- Batuev, V.I., Ganul, A.G., Novikov, S.M., 2015. Age of relict bogs in the northern part of Western Siberia. *Vestn. Tomskogo Gos. ped. un-ta*, 2 (155), 185–191.
- Баулин В.В.** Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности / В.В. Баулин, П.Б. Белопухова, Г.И. Дубиков, Л.М. Шмелев. М., Наука, 1967, 214 с.
- Baulin, V.V., Belopukhova, P.B., Dubikov, G.I., Shmelev, L.M., 1967. *Geocryological Conditions of the West Siberian Lowland*. Nauka, Moscow, 214 pp. (in Russian)
- Баулин В.В.** Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных структур районов СССР / В.В. Баулин. М., Наука, 1985, 176 с.
- Baulin, V.V., 1985. *Permafrost of Oil-and-gas Bearing Areas of the USSR*. Nauka, Moscow, 176 pp. (in Russian)
- Бляхарчук Т.А., Пономарева О.Е., Бердников Н.М., Гравис А.Г.** Развитие экзогенных геологических процессов // *Комплексный мониторинг северотаежных геосистем Западной Сибири* / авт. Москаленко Н.Г., Бляхарчук Т.А. и др. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2012, с. 67–104.
- Blyakharchuk, T.A., Ponomareva, O.E., Berdnikov, N.M., Gravis, A.G., 2012. Chapter 5. Evolution of exogenous geological processes, in: *Moskalenko, N.G., Blyakharchuk, T.A., et al. Complex Monitoring of the Northern Taiga geosystems in Western Siberia*. Akadem. Izdat-vo "Geo", Novosibirsk, pp. 67–104. (in Russian)
- Болыховский В.Ф.** Едомные отложения Западной Сибири // *Новые данные по геохронологии четвертичного периода*. М., Наука, 1987, с. 128–135.
- Bolikhovskii, V.F., 1987. The Yedoma deposits of Western Siberia, in: *New Geochronological Data for the Quaternary Period*. Nauka, Moscow, pp. 128–135. (in Russian)
- Васильчук Ю.К., Васильчук А.К.** Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // *Криосфера Земли*, 2016, т. XX, № 4, с. 3–15.
- Vasil'chuk, Yu.K., Vasil'chuk, A.C., 2016. Thick polygonal peatlands in continuous permafrost zone of West Siberia. *Earth's Cryosphere*, XX (4), 3–15. (in Russian)
- Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т.** Многолетнемерзлые породы Западно-Сибирской плиты в эпоху голоценового "оптимума" // *Докл. АН СССР*, 1983, т. 270, № 1, с. 168–172.
- Vasil'chuk, Yu.K., Trofimov, V.T., 1983. Permafrost of West-Siberian platform in the Holocene optimum. *Doklady AN SSSR*, 270 (1), 168–172.
- Величко А.А.** Природный процесс в плейстоцене / А.А. Величко. М., Наука, 1973, 256 с.
- Velichko, A.A., 1973. *Natural Evolution in the Pleistocene*. Nauka, Moscow, 256 pp. (in Russian)
- Волков И.А.** Дистанционные методы и новейшие геологические образования центральной части Западной Сибири // *Комплексные аэрокосмические исследования Сибири*. Новосибирск, Наука, 1984, с. 79–85.
- Volkov, I.A., 1984. Remote sensing methods and the most recently formed geologic structures of the central West Siberia, in: *Complex aerospace studies of Siberia*. Nauka, Novosibirsk, pp. 79–85. (in Russian)
- Волкова В.С.** Западная Сибирь. Позднеледниковье и голоцен // *Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеогена до голоцена)*. М., ГЕОС, 1999, с. 84–109.
- Volkova, V.S., 1999. Western Siberia. The Late Glacial and the Holocene, in: *Landscape and climate changes over the past 65 million years (the Cenozoic: from Paleogene to Holocene)*. GEOS, Moscow, pp. 84–109. (in Russian)

- Геокриология СССР.** Западная Сибирь. М., Недра, 1989, 454 с.
Trofimov, V.T., Vasil'chuk, Yu.K., Baulin, V.V., Yershov, E.D. (Ed.), 1989. Geocryology of the USSR. Western Siberia. Nedra, Moscow, 454 pp. (in Russian)
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири / Г.И. Дубиков. М., ГЕОС, 2002, 246 с.
Dubikov, G.I., 2002. The composition and cryogenic structure of permafrost in Western Siberia. GEOS, Moscow, 246 pp. (in Russian)
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А.** Основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, фил. "Geo", 2001, с. 200–208.
Zykin, V.S., Zykina, V.S., Orlova, L.A., 2001. Main patterns of the environmental and climatic change in Western Siberia during the Pleistocene and Holocene, in: Global Environmental Change. Izd-vo SO RAN, fil. "Geo", Novosibirsk, pp. 200–208. (in Russian)
- Инженерно-геокриологические условия** Гыданского полуострова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1986, 212 с.
Trofimov, V.T., Badu, Yu.B., Vasilchuk, Yu.K., 1986. The Gydan Peninsula engineering-geological conditions. Moscow University Press, Moscow, 212 pp. (in Russian)
- Кашперюк И.И.** Типы и инженерно-геологическая характеристика многолетнемерзлых торфяных массивов / И.И. Кашперюк, В.Т. Трофимов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1988, 184 с.
Kashperyuk, P.I., Trofimov, V.T., 1988. Types and Engineering-Geological Conditions of Permafrost Peatlands. Moscow University Press, Moscow, 184 pp. (in Russian)
- Кинд Н.В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным / Н.В. Кинд. М., Наука, 1974, 216 с.
Kind, N.V., 1974. Late Anthropogene Isotope Geochronology. Nauka, Moscow, 216 pp. (in Russian)
- Крицук Л.Н.** Подземные льды Западной Сибири / Л.Н. Крицук. М., Науч. мир, 2010, 352 с.
Kritsuk, L.N., 2010. Ground Ice of Western Siberia. Nauchny Mir, Moscow, 352 pp. (in Russian)
- Левина Т.П., Орлова Л.А.** Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 3, с. 38–55.
Levina, T.P., Orlova, L.A., 1993. Holocene climatic cycles in southern West Siberia. Geologia i Geofizika, 34 (3), 38–55.
- Нейштадт М.И.** Болотообразовательные процессы в голоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1985, вып. 1, с. 39–47.
Neishtadt, M.I., 1985. Bog-forming processes in the Holocene. Izv. AN SSSR, Ser. geogr., iss. 1, 39–47.
- Орлова Л.А.** Голоцен Барабы. Стратиграфия и радиоуглеродная хронология / Л.А. Орлова. Новосибирск, Наука, 1990, 128 с.
Orlova, L.A., 1990. The Baraba Region in the Holocene: Stratigraphy and Radiocarbon Chronology. Nauka, Novosibirsk, 128 pp. (in Russian)
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жильных структур / Н.Н. Романовский. Новосибирск, Наука, 1977, 215 с.
Romanovskii, N.N., 1977. Formation of Polygonal – Wedge Structures. Nauka, Novosibirsk, 215 pp. (in Russian)
- Тыртиков А.П.** Динамика растительного покрова и развитие мерзлотных форм рельефа / А.П. Тыртиков. М., Наука, 1979, 116 с.
Turtikov, A.P., 1979. Dynamics of the Plant Cover and the Development of Cryogenic Relief Forms. Nauka, Moscow, 116 pp. (in Russian)
- Фотиев С.М.** Закономерности формирования таликов Западной Сибири. Многолетнемерзлые породы и криогенные процессы / С.М. Фотиев. М., Наука, 1991, с. 71–78.
Fotiev, S.M., 1991. Regularities in talik formation in Western Siberia. Permafrost soils and cryogenic processes. Nauka, Moscow, pp. 71–78. (in Russian)
- Фотиев С.М.** Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты) / С.М. Фотиев. Новосибирск, Акад. изд-во "Geo", 2009, 280 с.
Fotiev, S.M., 2009. Cryogenic Metamorphism of Rocks and Ground Waters (Conditions and Results). Akad. izd-vo "Geo", Novosibirsk, 280 pp. (in Russian)
- Хотинский Н.А.** Голоцен Северной Евразии / Н.А. Хотинский. М., Наука, 1977, 200 с.
Khotinsky, N.A., 1977. The Holocene in Northern Eurasia. Nauka, Moscow, 200 pp. (in Russian)
- Хотинский Н.А.** Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклимата голоцена // Палеоклиматы послеледниковья и голоцена. М., Наука, 1989, с. 12–17.
Khotinsky, N.A., 1989. Debatable problems of reconstruction and correlation of paleoclimates of the Holocene, in: Paleoclimates of the Last Glacial and the Holocene. Nauka, Moscow, pp. 12–17. (in Russian)
- Шер А.В.** Природная перестройка в Восточно-Сибирской Арктике на рубеже плейстоцена и голоцена и ее роль в вымирании млекопитающих и становлении современных экосистем (Сообщение 1) // Криосфера Земли, 1997, т. 1, № 1, с. 21–29.
Sher, A.V., 1997. Nature restructuring in the East-Siberian Arctic at the Pleistocene–Holocene boundary and its role in mammal extinction and emerging of modern ecosystems (Communication 1). Earth's Cryosphere, 1 (1), 21–29. (in Russian)
- Forman, S.L., Ingolfsson, O., Gatallin, V., Manlay, W., Lokzantz, H.** Late Quaternary stratigraphy, glacial limitz and paleoenvironment of the Marresale Area. Western Yamal Peninsula, Russia // Quatern. Res., 2012, vol. 57, No. 3, p. 355–370.

Поступила в редакцию
23 декабря 2016 г.