

БИОЛОГИЯ

УДК:581.526(571.1)

Л.И. Инишева, Н.А. Березина

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССА ЗАБОЛАЧИВАНИЯ НА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЕ

В работе рассматриваются развитие процесса болотообразования на Западно-Сибирской равнине, прирост торфа за весь период голоцена по результатам абсолютных датировок нижних и верхних границ слоев торфяных отложений соответствующей мощности; проводится сравнение результатов по активности торфонакопления с климатом Западной Сибири в голоцене, дается прогноз естественной эволюции болот.

Ключевые слова: Западно-Сибирская равнина; заболачивание; климатический фактор; процесс заболачивания.

Исследованиями установлено, что начало и развитие болотообразования на Западно-Сибирской равнине относится только к голоцену и, согласно М.И. Нейштадту [1], его возрастной предел находится между 10–12 тыс. лет. Самое древнее отложение на территории Западной Сибири оценено в $9\,900 \pm 100$ лет [2].

Начало торфообразования совпало со сменой лесотундры елово-лиственничными лесами, соответствующими современному северо-таежному ландшафту. С этого времени процессы заболачивания и отложения торфа на территории Западно-Сибирской равнины не прекращались. В этот период голоцена (продолжительность около 3 000 лет) на территории господствовал климат северной тайги.

За этим периодом начался второй, когда в составе лесов преобладала береза, что соответствовало ландшафту современной подзоны лиственных лесов, т.е.

происходило постепенное потепление от раннего голоцена к среднему. Массовое развитие болот относится к началу атлантического периода, характеризующегося самыми оптимальными климатическими условиями для процесса торфообразования. В это время на большинстве болот Западно-Сибирской равнины определилась сфагновая стадия развития и началось слияние первоначальных центров заболачивания в обширные болотные экосистемы. В атлантический период отмечается формирование и уникального Васюганского болота.

Для двух последних периодов, длившихся около 5 000 лет, была характерна растительность подзоны средней тайги, т.е. отмечалось некоторое похолодание.

М.И. Нейштадтом прослежена скорость процесса заболачивания на примере торфяного болота Бакчарское (Томская область; табл. 1).

Таблица 1

Развитие процесса заболачивания [1]

Мощность торфяной залежи, м	Время, лет тому назад	Заболоченная площадь		Площадь, заболачиваемая за год, га
		га	% общей площади	
4	9 000–8 000	3 200	1,4	3,2
4–3	8 000–6 000	33 500	14,7	16,7
3–2	6 000–4 000	64 000	28,2	32
2–1	4 000–2 000	74 100	32,3	36,5
1–0	2 000–0	53 000	23,4	26,5

Согласно этим результатам, отмечается уменьшение заболачиваемой площади за последние 2 000 лет, что связано с распространением болота за пределы самого болота на прилегающую территорию. Первоначально болото представляло собой систему небольших самостоятельных болот, которые за период голоцена образовали один болотный массив площадью около 2,3 тыс. км². Такая закономерность характерна для всей территории Западно-Сибирской равнины. Таким образом образовались торфяные болота: Лайменское (502 км²), Салымо-Юганское (739 км²), Васюганское (53 тыс. км²). Так, на Васюганском болоте (от 500 лет назад до настоящего времени) все 19 прежде самостоятельных болот превратились в один огромный болотный массив, занимающий, по данным торфяного фонда «Новосибирскгеология», площадь 5 269 437 га в нулевой границе [3]. На основании данных по Бакчарскому болоту была подсчитана скорость заболачивания на всей территории Западно-Сибирской равнины (табл. 2), и отмечаемое

снижение величины заболачиваемой площади за последние 2 000 лет также объясняется приближением болот к хорошо дренируемым участкам территории.

Величина линейного прироста торфа зависит от комплекса таких факторов, как климатические, орграфические, гидрологические. Соотношение элементов теплового и водного балансов определяет величину биологической продуктивности, интенсивность процесса аккумуляции, а следовательно, и скорость торфонакопления.

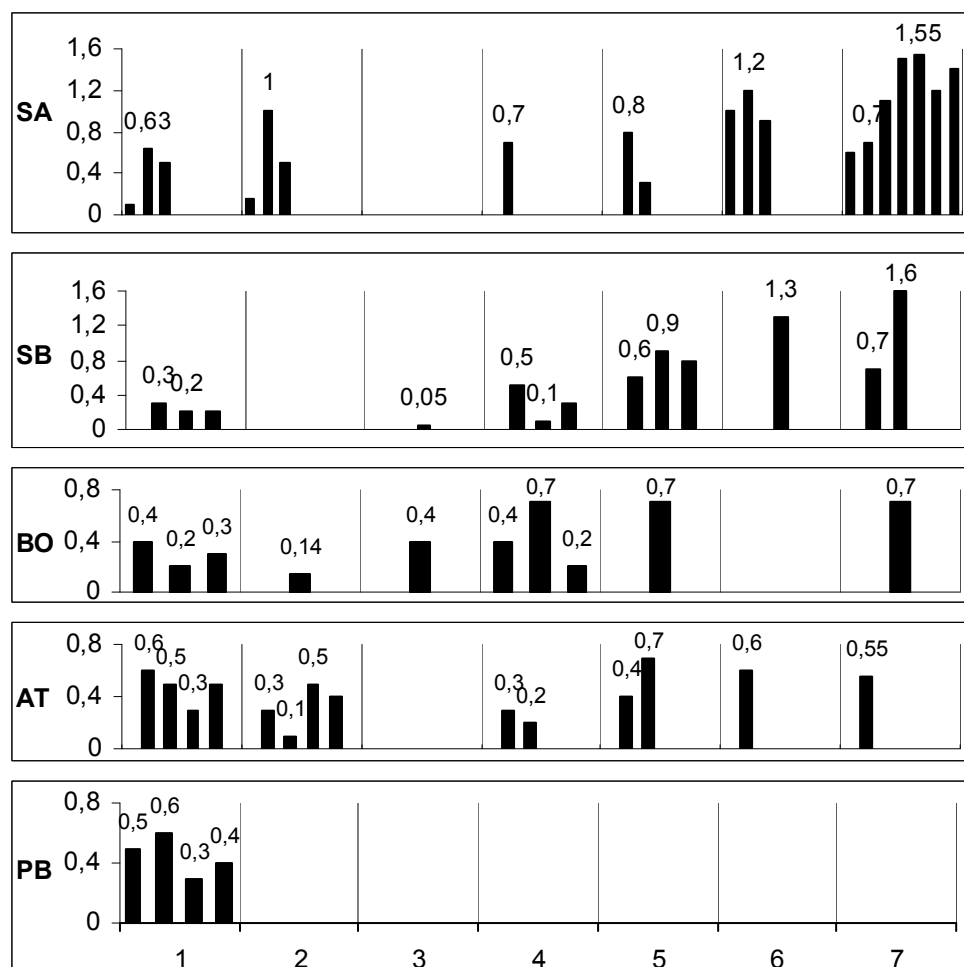
Рассмотрим прирост торфа за весь период голоцена, который проведен по результатам абсолютных датировок нижних и верхних границ слоев торфяных отложений соответствующей мощности. В случае отсутствия абсолютных датировок возраст слоев определялся по результатам палинологического анализа. Для этой цели было выбрано более 65 опорных торфяных разрезов из различных природных зон Западно-Сибирской равнины (рис. 1).

Развитие процесса заболачивания на Западно-Сибирской равнине, км² [1]

Время, лет тому назад	Заболоченная площадь	Увеличение заболоченной площади	
		за каждые 2 000 лет	ежегодно
8 000	11 004	–	–
6 000	126 546	115 542	57,77
4 000	348 198	221 652	110,82
2 000	602 076	253 878	126,94
0	786 000	183 924	91,96

Так, максимальная величина линейной скорости торфонакопления в целом по голоцену установлена для болотных систем подтайги (1,1 мм/год). В южной тайге, которая относится к зоне избыточного увлажнения, интенсивное торфонакопление обусловлено более благоприятными климатическими показателями и относительно высо-

кой биологической продуктивностью биогеоценозов сосново-кустарничково-сфагнового типа (рямов). В южной тайге исключение составляют лишь низкие показатели линейной скорости торфонакопления (0,3–0,36 мм/год) в погребенных голоценовых торфяниках в долинах рек, где произошло сильное спрессовывание торфяной залежи.

Рис. 1. Динамика вертикальной скорости торфонакопления по подзонам и зонам по разным авторам [4–17], мм/год⁻¹:

1 – тундра; 2 – лесотундра; 3 – северная тайга; 4 – средняя тайга; 5 – южная тайга; 6 – подтайга; 7 – лесостепь.

Периоды голоцена: SA – субатлантический; SB – суббореальный; AT – атлантический; BO – борельный; PB – предбореальный

В средней тайге скорость линейного прироста торфа составляет 0,57 мм/год, в северной – 0,37 мм/год, в лесотундре – 0,35 мм/год, в тундре – 0,31 мм/год (рис. 1).

В лесостепной зоне, особенно в займищах, процесс торфонакопления также замедлен – 0,73 мм/год и более, интенсивно протекает только в рямах – 1,64 мм/год. Уменьшение торфонакопления в травяных займищах, несмотря на их сравнительно высокую биологическую продуктивность, объясняется интенсивным разложением растительных остатков в условиях высокой теплообеспеченности и переменной увлажненно-

сти. В рямах высокие показатели линейной скорости торфонакопления обусловлены более постоянным увлажнением, очень медленным разложением.

Активное заболачивание характерно для таежной зоны, в которой средняя скорость вертикального торфонакопления в течение голоцена более 0,8 мм/год [7]. Исключение составляет северная тайга, где средняя скорость торфонакопления имеет более низкие показатели, что обусловлено как суровыми термическими условиями, так и особенностями онтогенеза самих болотных систем, в развитии которых доминирует стадия

биогеоценозов грядово-мочажинно-озеркового типа, отличающихся наиболее низкими показателями биологической продуктивности.

В лесостепи торфонакопление замедленное. Средняя скорость торфонакопления в займищах лесостепи на протяжении голоцена не превышала 0,8 мм/год (табл. 3). Такое торфонакопление в лесостепи в первую очередь обусловлено климатическими и гидрогеологическими факторами: этот регион относится к зоне недостаточного увлажнения.

Максимальные значения вертикального прироста торфяных отложений (от 0,53 до 0,83 мм/год, в среднем 0,77 мм/год), независимо от типа залежи и территориальной приуроченности болот, установлены для бореального периода, что подтверждает мнение Н.А. Хотинского [18] относительно термического бореального максимума в голоцене, характерного именно для Западно-Сибирской равнины. В атлантическом периоде наблюдается некоторое уменьшение прироста торфа: более заметное в северной тайге и менее выраженное в средней тайге.

Таблица 3

Динамика скорости линейного прироста торфа по периодам голоцена, мм/год

Периоды голоцена	Северная тайга		Средняя тайга					Лесостепь
	Сертынья [13]	Сытомно [7]	Лукашкин Яр [7]	Салымо-Юганское [7]	Самотлор [7]	Урна [7]	Сырковое [7]	
SA	0,47	0,43		0,56	0,43	0,65	0,65	0,7
SB	0,36	0,34	0,37	0,45	0,27	0,35	0,34	0,64
AT	0,34	0,35	0,45	0,66	0,66	0,42	0,57	
BO	0,53	0,83	0,83	0,83	0,83			

Минимальный прирост торфяных отложений (0,27–0,34 мм/год) отмечен для суббореального периода, когда климат был относительно сухим и холодным. В субатлантическом периоде средняя скорость торфонакопления снова несколько возрастает (до 0,53 мм/год).

Проведем сравнение вышеприведенных результатов по активности торфонакопления с климатом Западной Сибири в голоцене, воссозданным В.М. Жуковым [19] на основе методов палеотемпературной реконструкции, гидролого-климатических расчетов В.С. Мезенцева, а также абсолютных датировок на примере отдельных болот. Основываясь на ходе кривой тепла и влаги на Западно-Сибирской равнине в голоцене, выделяются четыре периода в проявлении процессов болотообразования и соответственно торфонакопления (рис. 2).

Первый период – потенциально-возможного появления и слабого проявления болотообразовательных процессов. Второй период (от 11 до 2 тыс. лет назад) характеризовался длительным потеплением и уменьшением количества осадков. В гидроморфных болотных зонах при общем фоне избытка влаги (до 55–82 мм) процесс торфообразования активно развивался. В лесостепной зоне, в связи с отрицательным балансом водного питания болот (коэффициенты увлажнения уменьшились до 0,37–0,51), происходило затухание торфообразовательного процесса. Этот период отмечен в палинологической литературе как период потепления. Третий период (2000–500 лет назад) характеризовался усилением процесса торфообразования. В это время в таежной зоне в результате понижения теплоэнергетических ресурсов уменьшилась также величина суммарного испарения до 462–485 мм (см. рис. 2), что определило избыточное увлажнение. Положительный баланс водного питания болотных систем обусловил интенсивное разрастание торфяных болот и накопление массы торфа. Четвертый период (от 500 лет назад до настоящего времени) характеризуется появлением устойчивой направленности к повышению в масштабе средних столетних значений теплоэнергетических ресурсов в болотных зонах до 35 ккал/см² и в ксероморфных до 42 ккал/см², а также к уменьшению общего увлажнения соответственно до 725 и 440 мм. Несмотря на это, торфообразовательный процесс продолжает прогрессировать.

Можно сделать выводы, что изменение активности болотообразовательных процессов в голоцене определялось следующими условиями: диспропорцией в получении и расходе тепла и влаги, что и отражено в структуре теплового и водного балансов; накоплением в торфяных залежах запасов влаги и приспособлением болотных растений к изменениям палеоклиматических факторов.

Развитие болотообразовательного процесса на протяжении голоцена отчасти объясняет и уточняет современный характер его существования на зонально-подзональном уровне. Так, заболачивание лесов и редколесий в лесотундре во многом связано с динамикой мерзлых пород [20]. В частности, заболоченные участки здесь возникают после выгорания лесов и редколесий. На этих участках пожарами уничтожается торфянистый горизонт, в результате чего усиливается протаивание грунта, постепенно приводящее к образованию таликов. Вначале здесь поселяется травяная растительность, затем постепенно развивается древесная, формируется мохово-лишайниковый покров и торфянистый слой. Примерно через 150 лет после пожара вновь формируется многолетняя мерзлота. Корневая система болотной растительности при слое торфа, превышающем глубину сезонного протаивания, полностью изолируется от минеральных горизонтов. Деревья отмирают, редкостойные сфагновые леса сменяются редколесьем на сфагновых болотах. По мере дальнейшего накопления торфа древостой постепенно полностью отмирает и редколесья сменяются олиготрофными сфагновыми болотами. Накопление торфа на болотах постепенно замедляется в связи с вытеснением сфагновых мхов лишайниками. Формируется типичное лишайниковое болото – конечная стадия заболачивания леса.

В таежной зоне, где преобладают олиготрофные сфагновые болота, автохтонное заболачивание уже в начале голоцена сменялось достаточно активным аллохтонным. В современный период заболачивание суши происходит главным образом вследствие расширения в стороны растущих сфагновых болот [21, 22]. Так, в развитии лесов, особенно северотаежных, не раз появлялась миграционная тенденция: смещение северных границ

тайги на территорию современной тундры и лесотундры. Южная граница таежных лесов на протяжении всего голоцена оставалась стабильной. В подтайге, где господствуют эвтрофные осоково-гипновые болота, трансгрессия болот из очагов заболачивания замедляется. Наиболее слабо этот процесс выражен в лесостепи, где господствуют эвтрофные травяные болота.

На современном этапе факторы заболачивания, отмеченные выше, сохраняются. При этом возрастает роль недостаточно дренирующей работы речной сети, которая медленно отводит поверхностные и грунтовые воды. Из подчиненного ландшафта болото превращает-

ся в автономный ландшафт. Этот этап протекает тем активнее, чем слабее степень дренированности территории [23]. В условиях Западно-Сибирской равнины рельеф нивелируется ростом торфяников, что, в свою очередь, ухудшает условия дренирования. Количественная характеристика интенсивности заболачивания хорошо отражена в многочисленных работах Института географии РАН [3, 23–25 и др.]. По мнению этих авторов, непрерывное развитие болот через несколько тысяч лет приведет к полному заболачиванию и заторфовыванию Западно-Сибирской равнины, за исключением наиболее дренируемых и повышенных участков.

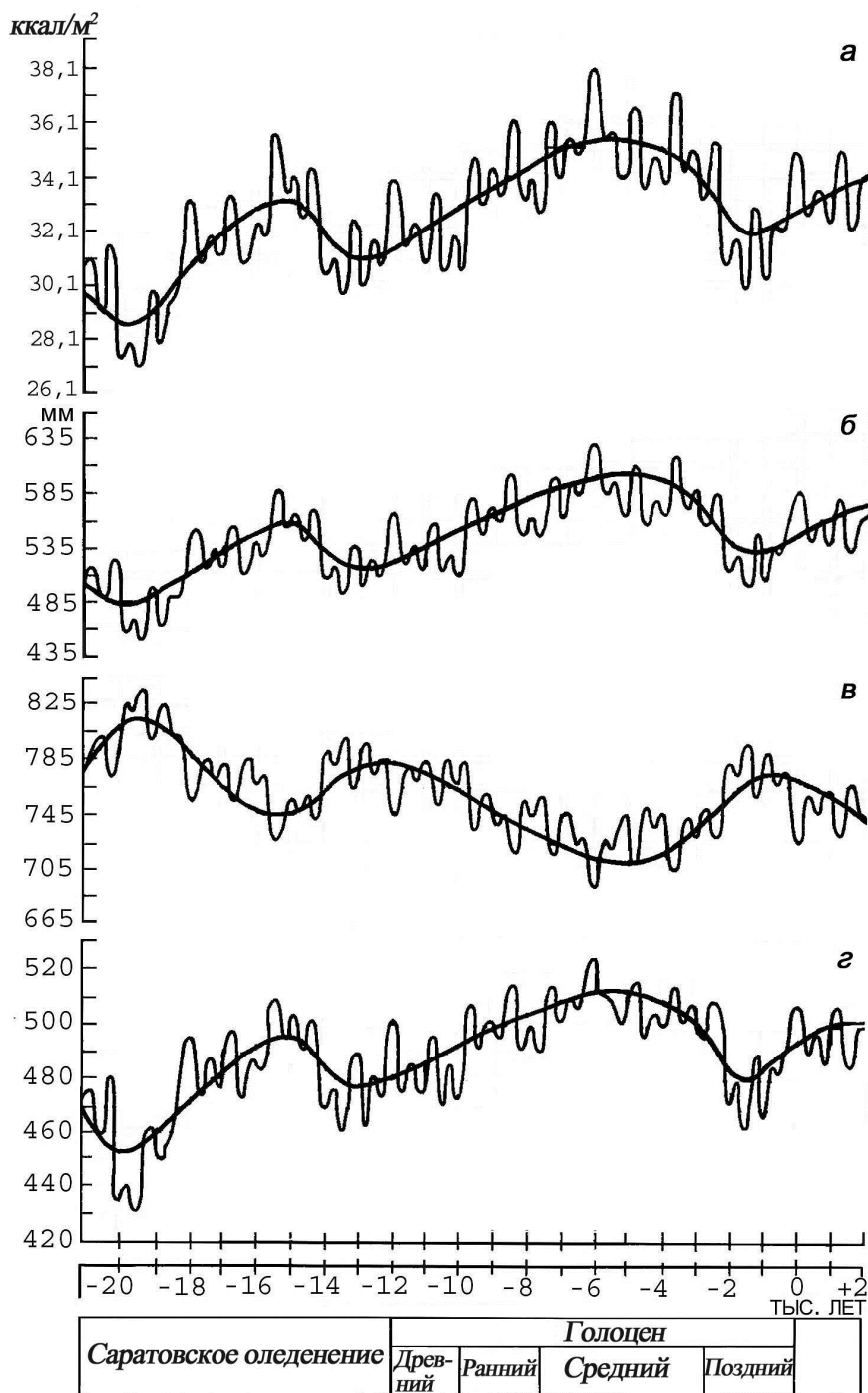


Рис. 2. Вероятные циклические изменения количества тепла и влаги в болотных зонах в средних столетних значениях: а – теплоэнергетические ресурсы, ккал/см²-год; б – водный эквивалент теплоэнергетических ресурсов – норма общего увлажнения, мм; в – общее увлажнение, мм; г – суммарное испарение, мм [19]

Изменчивость гидроклиматических циклов обуславливает изменения интенсивности дренирования, что, в свою очередь, оказывает влияние на интенсивность наступательного развития болот. Это, видимо, и является исходной причиной существования и другой точки зрения относительно интенсивности процесса заболачивания Западной Сибири в настоящее время. На взгляд Ф.З. Глебова [26], существенное уменьшение ежегодного прироста площади болот за последние 2 тыс. лет свидетельствует о снижении агрессивности болотообразовательного процесса. По его мнению, примерно через 1 тыс. лет процесс заболачивания Западно-Сибирской равнины завершится, при этом суммарная площадь болот возрастет лишь на 2%.

Весьма веские аргументы есть у обеих точек зрения. Какая из них окажется верной, покажут лишь дальнейшие исследования. По мнению авторов этой статьи, истина, как всегда, лежит посередине. На одних участках Западно-Сибирской равнины с явными факторами заболачивания процесс будет прогрессировать. Как пример можно привести такие крупные болотные системы, как Васюганское, Салымо-Юганское болота, которые продолжают расширяться, захватывая постепенно более дренируемые речные террасы. Осенью 1998 г. на Салымо-Юганской болотной системе в Нефтеюганском районе Ханты-Мансийского автономного округа проводился научный семинар, на котором обсуждался вопрос, как процесс болотообразования, явно прогрессирующий на этой территории, захватывает уголья проживающего здесь местного населения – хантов – и делает невозможным сохранение археологических памятников, возраст которых не превышает 6 000 лет, т.е. эпохи голоцена, что было подтверждено спектрозональными снимками разных лет залета. Возможно, поэтому многие ученые [27–31] считают, что при неизменных климатических условиях прогрессирующий процесс заболачивания можно остановить только с помощью искусственного осушения.

Какова же естественная эволюция болот? Один путь – это формирование в конечных границах торфяного месторождения, когда прекращается процесс образования органического вещества. Этот процесс наиболее вероятен в южных районах и на мелких болотах таежной зоны в условиях естественного дренирования.

Преобладающее значение для условий Западной Сибири имеет также регрессивно-топяная эволюция, при которой в результате самоподтопления торфяника процесс торфообразования возобновляется. Это положение рассмотрено К.Е. Ивановым [30]. Спуск болотных озер в результате русловой эрозии внутриболотных ручьев и рек, неравномерная эрозия берегов озер и увеличение их акваторий за счет слияния соседних крупных озер, их обмеление, возобновление зарастания озер и горизонтальный рост болот на суходолах. В результате образуются грядово-озерковые комплексы.

Другой путь их образования – это замещение торфообразователей другими растениями, не образующими торфа (лишайники, печеночники, водоросли), которые являются активными азотфиксаторами. При разложении их остатков торф обогащается соединениями азота и другими элементами питания. Далее на участках отмирающего очеса поселяются лишайники, а в

результате дальнейшей деградации происходит исчезновение растительности, развиваются озера. Постепенно озера зарастают сфагновой сплавиной, на которой потом селятся сфагнум магелланикум и сфагнум фускум. Оба пути образования озерков взаимосвязаны и представляют собой один из гомеостатических механизмов существования олиготрофных болот. Гомеостатический механизм болот – фитоценотический; в его основе лежат изменения в растительном покрове, обусловленные колебаниями водного режима, на который растения болот очень чутко реагируют. Известно, что всякой системе присущи свои пороговые нагрузки. Превышение их ведет к нарушению гомеостаза или к необратимым нарушениям. Болота различных типов, и в первую очередь олиготрофные, выносят довольно широкую амплитуду изменения отдельных факторов. Превышение границ пороговых нагрузок разрушает систему, и болото перестает существовать.

Поэтому очень важно правильно оценить допустимые нормы воздействия, превышение которых может вызвать необратимые процессы распада. В одних случаях распад и деградация болот благоприятствуют состоянию природной среды, в других, наоборот, оказывают отрицательное воздействие [31, 32].

По разной широте и долготе Западно-Сибирской равнины определены пределы возможного воздействия на водный режим болотных систем, когда они могут адаптироваться и не распадаются от переосушения или переобводнения. Для крупных систем центральной части равнины вычислены коэффициенты полного, внешнего и внутреннего дренирования (в естественном состоянии болот) и сделан вывод, что для реально существующих систем имеется большой запас устойчивости при увеличении дренированности территории.

Запас устойчивости по отношению к переобводненности значительно меньше. В средней и северной тайге верховые болота более устойчивы, чем в южной тайге. Например, увеличение густоты гидрографической сети в озерно-болотных системах Сургутского Полесья до 5 км/км² (при нынешних 0,1–0,2 км/км²) и до 2 км/км² в районе Васюганья (естественное состояние – 0,3–0,4 км/км²) не приведет к распаду болотных систем как природных образований [33].

И.Ф. Гелета [34], считая, что полученные К.Е. Ивановым критерии характеризуют потенциальную или фоновую устойчивость систем, осуществил более детальное (по пространственно-временным масштабам) исследование болотных массивов, находящихся в пограничном состоянии между устойчивой и неустойчивой формами проявления. В итоге был сделан вывод, что в южной тайге верховые болота площадью от 0,09 (при уклоне 0,001) до 2,6 км² (при уклоне 0,0056) находятся на грани устойчивого состояния, а процесс развития более крупных массивов в естественных условиях необратим. Полученный критерий устойчивости (отношение средней длины линии стекания в болотном массиве к среднему уклону его поверхности) и приведенные значения критических площадей могут быть положены в основу выявления ситуации, когда любая степень искусственного осушения болота приведет к его полному исчезновению (например, для условий южной тайги).

Вышеизложенное позволяет констатировать, что, не зная природной динамики болотного процесса и формы его проявления при антропогенном воздействии, невозможно прогнозировать последствия тех или иных хозяйственных решений.

Как долго может продолжаться процесс захвата территории болотами? Вновь обратимся к расчетам, приведенным в статье В.М. Жукова [19]. Им были рассчитаны вероятные изменения климатических параметров для периода с 1890 до 2040 г. (рис. 3). Из этих расчетов следует, что в таежной зоне сохраняются условия избыточного увлажнения территории на

общем фоне чередования периодов подсыхания и переувлажнения. Так, с 1990 по 2010 г. ожидается изменение структуры теплового и водного балансов, достаточно идентичное наблюдавшемуся изменению в период с 1910 по 1950 г. Выявляется цикличность изменения в 44 года. Полученные результаты отмечены и в палеоклимате со своим интервалом цикличности. Надо полагать, что резкие флуктуации могут быть характерны лишь для местного изменения климата и связаны с нарушением физических свойств подстилающей поверхности (изменение русел рек, появление гарей и др.).

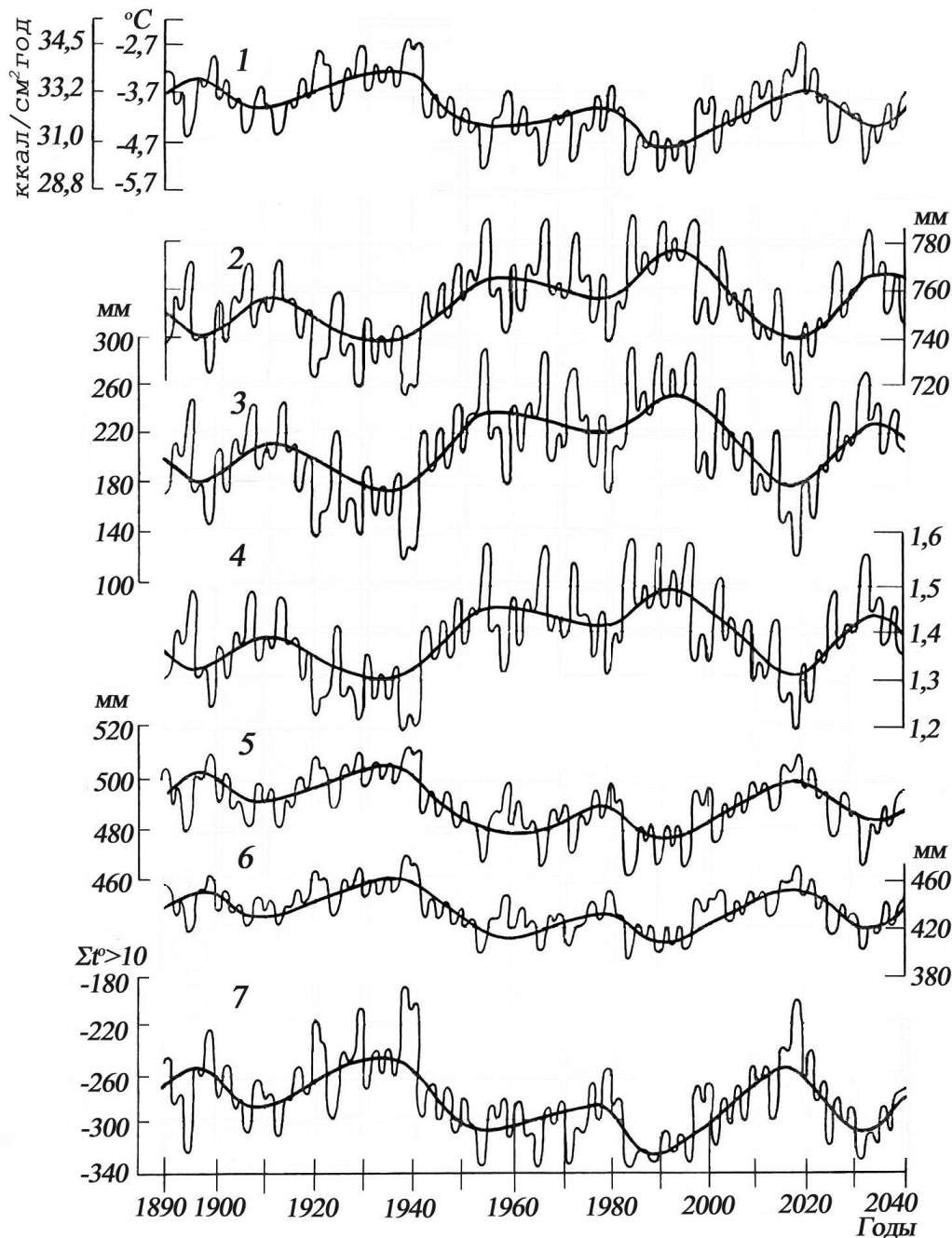


Рис. 3. Вероятные изменения количества тепла и влаги в гидроморфных зонах на 60°с.ш. за период с 1890 по 2040 г.: 1 – ресурсы тепла, ккал/см²-год и °С; 2 – осадки, мм; 3 – избытки осадков, мм; 4 – коэффициент увлажнения; 5 – суммарное испарение, мм; 6 – норма суммарного испарения, мм; 7 – расход тепла, идущего на нагревание воздуха, сверх геофизической нормы, суммы температур за период с температурами выше 10° [19]

Нельзя не отметить, что интенсивность процесса болотообразования в разных болотах и на разных стадиях развития может быть разной. Есть, например, болота, прекратившие увеличивать торфяную залежь. Нельзя также не отметить тот факт, что интенсивное развитие разработки нефтегазовых месторождений не способствует развитию процесса торфообразования, а следовательно, и депонированию диоксида углерода из атмосферы. Сколь велики площади болот, потерянные для функции снижения в атмосфере этого парникового газа? Систематизировать такие сведения просто невозможно вследствие их секретности для ученых и общественности. Однако имеющиеся сведения позволяют судить об их масштабности. Например, согласно [34], около 30% территории автономного округа ХМАО – Югра зарезервировано под лицензионными участками, испытывающими комплексное техногенное воздействие. Это нарушение болот в результате отсыпки дорог, площадок, карьеров с химическим загрязнением буровыми растворами и нефтепродуктами. Но основными источниками нефтяного загрязнения являются межпромысловые трубопроводы, внутрипромысловые коллекторы и кусты нефтепромысловых скважин.

Есть также болота с биохимически разрушающейся залежью. Последнее характерно в условиях мерзлого грунта и развития денудации прошлых отложений торфа, что отчасти рассмотрено выше. Эти болота служат в настоящее время источником выделения углерода в атмосферу. К этому же следует добавить эрозионные процессы на торфяниках.

Таким образом, пространственно-временное сравнение развития болотных и лесных систем на протяжении голоцена не только выявляет тенденции в их гене-

зисе и прошлой динамике, но и уточняет современный характер взаимодействия этих систем на зонально-подзональном уровне. Взаимоотношение лесов и болот на протяжении всего голоцена, особенно в его первой половине, складывалось в пользу болот. Интенсивность горизонтального распространения болот в условиях равнинной территории в значительной степени определяется генезисом болотных систем, а также климатическими факторами.

В настоящее время процесс болотообразования в целом замедлился, так как древние депрессии оказались заполненными торфом. Однако проявление зональности в трансгрессии болот на окружающие их леса сохранилось. И в настоящее время взаимоотношения этих систем не равнозначны. Процессы естественного заболачивания наиболее активны по периферии болотных систем, особенно в условиях равнинного рельефа. Как отмечает С.В. Васильев [35], в современный период минимальное торфонакопление наблюдается на севере, максимальное – на юге. В рамках короткопериодных циклов наблюдается небольшое потепление, которое подходит к концу. И в ближайшие 200–300 лет скорость торфонакопления на юге достигнет 0,8 мм/год в среднем по Евразии. В Западной Сибири скорость торфонакопления может быть выше – 0,9 мм/год.

Таким образом, в районах, где климатические условия одинаковы, но различаются гидрологические и геоморфологические процессы, возможно как интенсивное заболачивание, так и сокращение площадей болот. В результате активность этого процесса можно оценивать конкретно на отдельных территориях или даже на отдельных болотных экосистемах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Нейштадт М.И.* О нижней границе голоцена // Палинология голоцена. М. : АН СССР, 1971. С. 7–17.
2. *Волков И.А., Гуртовая Е.Е., Фирсов Л.В. и др.* Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горнослинкино на Иртыше // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М. : Наука, 1973. С. 34–40.
3. *Инишева Л.И., Земцов А.А., Лисс О.Л. и др.* Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование). 2-е изд. Томск : ЦНТИ, 2003. 212 с.
4. *Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К.* Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1986. 21 с.
5. *Васильчук Ю.К., Петрова Е.А., Серова А.К.* Некоторые черты палеогеографии голоцена Ямала // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1983. № 52. С. 134–143.
6. *Фирсов Л.В., Троицкий С.Л., Левина Т.П. и др.* Абсолютный возраст и первая для севера Сибири стандартная пыльцевая диаграмма голоценового торфяника // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1974. № 41. С. 121–127.
7. *Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др.* Болотные системы и их природоохранное значение. М., 2001. 584 с.
8. *Хотинский Н.А., Климанов В.А.* Радиоуглеродный возраст и климатические условия развития бугристых торфяников Надым-Казымского междуречья в голоцене // Вопросы экологии растений, болот, болотных местообитаний и торфяных залежей. Петрозаводск, 1985. С. 132–140.
9. *Кинд Н.В.* Поздне- и послеледниковье Сибири // Голоцен. М. : Наука, 1969. С. 195–201.
10. *Левковская Г.М., Кинд Н.В., Завельский Ф.С. и др.* Абсолютный возраст района г. Игарки и расчленение голоцена Западной Сибири // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1970. № 37. С. 94–174.
11. *Архипов С.А., Левина Т.П., Паньчев В.А.* Палинологическая характеристика двух голоценовых торфяников из долины средней и нижней Оби // Палеопалинология Сибири. М. : Наука, 1980. С. 123–128.
12. *Архипов С.А., Вотах М.Р.* Палинологическая характеристика и абсолютный возраст торфяника в устье р. Томи // Палеопалинология Сибири. М. : Наука, 1980. С. 118–123.
13. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М. : Наука, 1977. 197 с.
14. *Лисс О.Л., Березина Н.А., Куликова Г.Г.* Возраст болот центральной части Западно-Сибирской равнины // Природные условия Западной Сибири. М. : Изд-во МГУ, 1976. Вып. 6. С. 69–86.
15. *Левина Т.П., Орлова В.В., Паньчев В.А. и др.* Радиохронометрия и пыльцевая стратиграфия голоценового торфяника Каянское займище (Барабинская лесостепь) // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск : Наука, СО, 1987. С. 136–143.
16. *Климанов В.А., Левина Т.П., Орлова В.В.* Изменение климата на территории Барабинской равнины // Труды института геологии и геофизики. 1987. № 690. С. 143–149.
17. *Фирсов Л.В., Волкова В.С., Левина Т.П. и др.* Стратиграфия, геохронология и стандартная споро-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника болота Гладкое в Новосибирске (Правые Чемы) // Проблемы стратиграфии и палеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск : Наука, СО, 1982. С. 96–107.

18. Хотинский Н.А. Голоценовые хроносрезы: дискуссионные проблемы палеогеографии голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М. : Наука, 1982. С. 142–148.
19. Жуков В.М. Климат и процесс болотообразования // Научные предпосылки освоения болот Западной Сибири. М. : Наука, 1971. С. 13–30.
20. Глебов Ф.З., Тойленко Л.С., Стариков Э.В. и др. Палинологическая характеристика и датировка по C^{14} торфяника в Александровском районе Томской области (среднетаежная зона) // Типы болот СССР и принципы их классификации. Л. : Наука, 1974. С. 194–200.
21. Гыртыков А.П. Динамика растительного покрова и развитие мерзлоты в Западной Сибири. М. : Изд-во МГУ, 1974. 196 с.
22. Пьявченко Н.И. Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение. М. : Наука, 1985. 152 с.
23. Малик Л.К. О будущем болотных массивов и возможностях восстановления северных лесов // Метеорология и гидрология. 1992. № 6. С. 95–100.
24. Вендров С.Л., Герасимов И.П., Куницын Л.Ф., Нейштадт М.И. Влагооборот на равнинах Западной Сибири, его роль в формировании природы и пути преобразования // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1966. № 5. С. 3–18.
25. Нейштадт М.И. Взаимоотношение леса и торфяного болота в голоцене (на примере Западной Сибири) // Болота и болотные ягодники : труды Дарвинского гос. заповедника. 1979. Вып. 15. С. 33–45.
26. Глебов Ф.З. Взаимоотношения леса и болота в таежной зоне. Новосибирск : Наука, 1988. 184 с.
27. Танфильев Г.И. О болотах Петербургской губернии // Труды Вольного экономического общества. 1888. Т. 5. С. 50–80.
28. Сукачев В.Н. Болота, их образование, развитие и свойства // Сборник лекций дополнительных курсов для лесничих. СПб., 1914. С. 249–405.
29. Вильямс В.Р. Почвоведение. М. : Сельхозгиздат, 1939. 147 с.
30. Иванов К.Е. Эрозионные явления на болотах и их роль в формировании озерно-болотных ландшафтов Западной Сибири // Вопросы гидрологии болот лесной зоны : труды ГГИ. 1969. Вып. 157. С. 78–97.
31. Новиков С.М. О развитии болотных массивов в лесной зоне // Метеорология и гидрология. 1991. № 3. С. 17–24.
32. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л. : Гидрометеоздат, 1975. 280 с.
33. Иванов К.Е. Торфоносность среды обитания растительного покрова и гидролого-географический метод оценки некоторых ее показателей // Труды ГГИ. Вып. 333. С. 3–22.
34. Гелета И.Ф. Гидрологические аспекты устойчивости болот // Гидрологические исследования ландшафтов. Новосибирск : Наука, 1986. С. 49–57.
35. Васильев С.В. Лесные и болотные ландшафты Западной Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 2007. 276 с.

Статья представлена научной редакцией «Биология» 28 ноября 2012 г.