

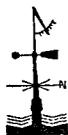
К. Е. ИВАНОВ

---

# Водообмен в болотных ландшафтах

291543

Ленинградский  
Гидрометеорологический ин-т  
БИБЛИОТЕКА  
Л-д 195196 Малоохтинский пр., 98



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ  
ЛЕНИНГРАД • 1975

Посвящена изложению современного состояния исследований и расчетов процессов водообмена в болотных ландшафтах в их естественном состоянии и в связи с преобразованием их и охраной природных комплексов. Большое внимание уделено вопросам исследования прямых и обратных связей в процессах развития растительного покрова, торфонакопления и формирования болотных систем с гидроклиматическими факторами внешней среды. Дается теория гидрологического расчета устойчивости болотных и озерно-болотных систем, излагаются ход и результаты расчета пределов изменений естественных и искусственных параметров внешней среды, при которых болотные системы являются устойчивыми или распадаются.

Рассчитана на гидрологов, гидрофизиков, мелиораторов.

The monograph describes up-to-date research and computation of water exchange in swamped areas under natural conditions and as a result of their improvement and conservation of the environment. Much attention is paid to the problems of the studying direct and reverse relationships between the development of the top cover, peat storage and swamp systems and hydroclimatic factors of the environment. A theory is given for the hydrological computation of the stability of swamp and lake—swamp systems; variations and computation results are presented concerning the limits of the change of natural and cultural parameters of the environment which provide the stability or decay of swamp systems.

The monograph is intended for hydrologists, meliorators, hydrophysicists, hydraulic engineers and geographers.

Введение	5
<b>Глава 1. Торфонакопление и образование болот как физико-географический процесс. Классификация болот</b>	<b>9</b>
1.1. Процесс заболачивания	9
1.2. Общие законы, определяющие процесс заболачивания суши и распространение болот	11
1.3. Интенсивность процесса заболачивания	14
1.4. Географическая зональность болот	16
1.5. Индикаторные свойства растительного покрова болот. Болотные фации (микрорландшафты)	17
1.6. Законы формирования болотных массивов. Фазы и стадии развития болот	25
1.7. Классификация болот	40
1.8. Структура болотных ландшафтов и ее исследование по материалам аэрофотосъемки	50
<b>Глава 2. Физические основы динамики болотных вод и гидроморфологические зависимости</b>	<b>55</b>
2.1. Вводные замечания	55
2.2. Общее содержание воды в болотных массивах. Влажность и влагоемкость торфа в условиях естественного залегания	57
2.3. Соединение воды с твердой фазой торфа. Связанная и свободная вода	65
2.4. Строение торфяной залежи неосушенных болот и его изменение при осушении	68
2.5. Характеристики структуры микрорельефа поверхности в болотных микрорландшафтах	72
2.6. Водоотдача неосушенных и осушенных болот	78
2.7. Водопроницаемость торфяных залежей неосушенных и осушенных болот	86
2.8. Основные гидродинамические характеристики болотных микрорландшафтов и болотных массивов	95
2.9. Сетка линий стекания и ее построение по аэрофотосъемке	107
2.10. Общее уравнение водного баланса болотного массива и его частные случаи	120
2.11. Гидрологическая эквивалентность болотных массивов	127
2.12. Закономерности, выражаемые гидроморфологическими зависимостями	131
2.13. Основное гидроморфологическое уравнение связи для болотного массива и его анализ	134
2.14. Построение гидродинамических профилей и рельефа болотного массива на основе аэрофотоплана и гидроморфологического уравнения связи	144

Глава 3. Воднобалансовые методы расчета водообмена болот . . . . .	156
3.1. Основные задачи . . . . .	156
3.2. Расчеты водообмена в заболоченных речных водосборах с неосушенными болотными массивами . . . . .	157
3.3. Воднобалансовые методы расчета режима уровней грунтовых болотных вод и связанных с ними величин . . . . .	166
3.4. Определение водообмена методом гидроморфологических связей . . . . .	176
3.5. Расчеты водообмена внутриболотных озер . . . . .	187
Глава 4. Расчеты устойчивости болотных и болотно-озерных систем при преобразовании и охране природных ландшафтов . . . . .	207
4.1. Постановка задачи . . . . .	207
4.2. Обратимые и необратимые процессы, устойчивость болотных систем . . . . .	209
4.3. Саморегулирование болотных систем . . . . .	213
4.4. Критерии устойчивости отдельных компонентов болотных систем . . . . .	221
4.5. Разрушение болотных систем . . . . .	228
4.6. Роль эрозионных процессов в формировании и устойчивости болотно-озерных систем . . . . .	232
4.7. Воднобалансовые критерии устойчивости для болотно-озерных систем . . . . .	240
4.8. Расчет области устойчивых состояний болотно-озерных систем . . . . .	249
Заключение . . . . .	264

С освоением естественных болотных ландшафтов приходится встречаться в самых разнообразных отраслях хозяйства и техники: при использовании болот и заболоченных земель под сельскохозяйственное производство, при строительстве городов и промышленных комплексов, при прокладке путей сообщения и промышленных коммуникаций, при лесных мелиорациях и гидротехническом строительстве, при добыче торфа в качестве сырья для промышленности и материала для удобрений и во многих других подобных случаях.

На территории Советского Союза сосредоточена большая часть торфяных ресурсов земного шара, благодаря чему проблема освоения болотных ландшафтов и изучения их свойств особенно актуальна в условиях нашей страны, где она имеет большое практическое и хозяйственное значение.

Но научный интерес к болотам, как к природным образованиям, не может определяться только возможностями непосредственного использования их для тех или других отраслей народного хозяйства. Так же, как и другие природные образования, составляющие физико-географическую оболочку земного шара, болотные системы являются важным звеном в цепи взаимосвязанных и взаимодействующих компонентов природы, составляющих окружающую нас среду, то или иное воздействие на которые вызывает, как известно, процесс преобразования этой среды. Поэтому к изучению болот, как природных образований, нельзя подходить с узко утилитарной точки зрения, рассматривая их естественное состояние на земной поверхности в целом как отрицательное явление для жизни и деятельности человека и землепользования и сводя практическое значение их исследований только к обоснованию различных методов и проектов мелиораций и последующего освоения заболоченных территорий под тот или другой вид хозяйственного использования.

Исследования болот, и в частности в гидрологическом аспекте, чрезвычайно важны для развития теоретических основ рационального землепользования в широком смысле этого слова, выяснения той роли, которую болотные образования выполняют в общем физико-географическом процессе и от направления которого зависят как положительные, так и отрицательные изменения в окружающей нас среде.

Не будет преувеличения, если констатировать, что в настоящее время образовался большой разрыв между теоретическими методами в области количественного анализа взаимосвязей природных явлений (и, следовательно, возможностями научного предвидения изменений природной среды под влиянием антропогенного фактора) и масштабами и техническими возможностями воздействия человека на отдельные компоненты физико-географической среды. Поскольку теоретические методологические исследования в этом направлении отстают от развития средств преобразования и масштабов воздействия на природу, постольку и не собирается в должной мере необходимая научная информация и не принимаются меры к ее получению путем постановки соответствующих наблюдений в природе и осуществления соответствующих программ теоретических, экспериментальных и экспедиционных исследований.

Уже сейчас стало очевидным, что составление правильных физико-географических прогнозов и проведение соответствующих расчетов для конкретных территорий, природных объектов или регионов должно быть неотъемлемой составной частью инженерно-экономических и инженерно-географических расчетов при проектировании рационального землепользования и планировании освоения и эксплуатации природных богатств.

В нашей стране территории, не подвергавшиеся интенсивному воздействию хозяйственной деятельности человека и находящиеся еще почти в естественном состоянии, достаточно велики. Они требуют особенно бережного отношения к их природе, целенаправленного преобразования ее с учетом их специфических особенностей, разработки схем рационального землепользования.

К таким районам, где болотные ландшафты являются господствующими компонентами в геосистемах, относятся северная половина Западно-Сибирской низменности, характеризующаяся уникальными природными условиями, северная часть Европейской территории Союза и многие территории на востоке страны. В связи с этим в настоящее время необходимо больше уделять внимания исследованию физических условий и процессов, обуславливающих строение естественных ландшафтов и преобразующих их факторов.

Наиболее активным и важнейшим экзогенным фактором, преобразующим облик ландшафтов, является, как известно, вода. Взаимодействие вод суши с биосферой в процессе синтеза и распада органического вещества в растительных организмах играет исключительно важную роль в формировании структур современных физико-географических ландшафтов в избыточно влажных районах земного шара, обуславливая процесс накопления органического вещества на поверхности минеральных пород, наблюдаемый нами как в современную, так и в прошлые геологические эпохи. Процесс неполного распада отмирающих растений и образования органоминеральных пород — каменных углей и торфа — в современную нам эпоху выражается в заболачивании огромных про-

странств минеральных почв и грунтов и в образовании специфических, болотных ландшафтов.

Образующиеся отложения торфа и болотные ландшафты оказывают обратное влияние на систему внешней среды, изменяя и преобразуя ее, и тем самым, составляют часть общего физико-географического процесса развития и формирования окружающей нас среды.

С энергетической точки зрения, торфонакопление представляет собой аккумулятивный процесс на земной поверхности: накопление части солнечной энергии, поглощаемой растительным покровом в процессе фотосинтеза.

С точки зрения механического взаимодействия с поверхностью литосферы, торфонакопление и заболачивание является противозерозионным процессом, т. е. направленным в целом на ослабление механического размывающего действия поверхностных вод и переноса твердого неорганического материала на поверхности суши. Таким образом, в общей направленности физико-географического процесса торфонакопление играет роль стабилизирующего фактора в закреплении первичных форм рельефа. Это, как будет видно, является также немаловажным и для процесса развития специфических форм болотных образований и болотных ландшафтов.

Третьей важной чертой торфонакопления и болотообразования с позиции общего направления физико-географического процесса является изменение условий стока поверхностных вод и областей питания подземных вод.

Отложения торфа на поверхности водопроницаемых минеральных пород и кольматация органическими коллоидами пор подстилающих минеральных грунтов в целом ослабляют инфильтрацию поверхностных вод в глубокие слои минеральных пород и увеличивают горизонтальный (поверхностный и подповерхностный, или почвенный) сток вод в речную сеть.

Таким образом, торфонакопление и болотообразование как физико-географический макропроцесс, с одной стороны, ослабляют процесс эрозии форм первичного рельефа минеральных пород (благодаря аккумуляции на поверхности трудноразмываемых органических отложений, сильно сопротивляющихся размыву), с другой стороны, увеличивают количество вод, стекающих по поверхности стоком, и соответственно усиливают разрушающее механическое действие на поверхностный покров. Эти два противоположно направленных процесса играют важную роль в формировании и развитии структур болотных образований и, в частности, в развитии таких специфических форм, как озерно-болотные системы.

Четвертым следствием процесса торфонакопления является преобразование рельефа, направленное на общее выравнивание «первичного» рельефа местности и одновременное образование нового специфического, «болотного» рельефа, отражающего главные закономерности процесса торфонакопления и развития болотных мезо- и макроландшафтов.

Совершенно очевидно, что любое преобразование компонентов естественных ландшафтов, производимое в крупных масштабах на больших территориях и связанное с тем или другим видом производства и землепользования, не может осуществляться без учета той роли, которую выполняют эти компоненты в общем физико-географическом процессе. Игнорирование этой роли неизбежно приводит к непредвиденным и часто отрицательным последствиям, наносящим большой ущерб экономике, хозяйству и состоянию окружающей человека среды. Это в первую очередь относится к такому важнейшему компоненту физико-географической среды, как водные ресурсы, а также к любому природному образованию на поверхности суши, в том числе к болотам и болотным ландшафтам.

Исходя из сказанного, в настоящей работе главное внимание обращено на количественный анализ взаимосвязей структурных и биофизических свойств болотных ландшафтов с процессами водообмена в них и с окружающей их средой.

Основой для такого анализа служит теория гидроморфологических связей в болотных системах, исходя из которой в соответствующих разделах работы освещаются некоторые принципиальные вопросы и практические приемы расчета водообмена в болотных системах. Последняя глава работы целиком посвящена проблеме устойчивости болотных систем и расчетам их предельных состояний при естественном или искусственном преобразовании водных режимов осваиваемых территорий.

# ТОРФОНАКОПЛЕНИЕ И ОБРАЗОВАНИЕ БОЛОТ КАК ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС КЛАССИФИКАЦИЯ БОЛОТ

### 1.1. Процесс заболачивания

Непосредственной причиной возникновения болот является накопление на поверхности минеральных пород органического материала, насыщенного водой, — торфа. Образуюсь в определенных условиях в результате неполного разложения ежегодно отмирающей массы растений, торф обладает специфическими физическими и химическими свойствами, резко отличающими его от минеральных грунтов. Торфонакопление и образование болот является физико-географическим процессом, протекающим на земной поверхности в самых различных природных условиях. Интенсивность его зависит от двух основных причин: общей увлажненности той или иной части территории суши и количества поступающего тепла. Поэтому, хотя болотообразовательные процессы наблюдаются как в условиях холодного арктического, так и субтропического и тропического климатов, наибольшего своего развития они достигают в зоне избыточного увлажнения умеренного климата, где соотношение тепла и влаги является оптимальным для интенсивного процесса торфонакопления, определяющегося разностью между массой ежегодного прироста растительного вещества и массой разлагающегося органического материала. Здесь болота покрывают наибольшие пространства суши, а средние толщины торфяных отложений достигают своих максимальных значений, доходя в отдельных случаях до 8—9 м.

Главной причиной накопления органического материала на тех или других участках суши является постоянный избыток влаги в почве и на ее поверхности, при условии слабой проточности вод и замедленном общем водообмене. Избыток влаги в почве и на ее поверхности, вызывая недостаток кислородного обмена в почвенных горизонтах и затрудняя доступ воздуха в поры почвогрунтов, обуславливает неполное окисление отмирающих органических остатков растений, образование гуминовых веществ и консервацию органического материала. Последний, постепенно уплотняясь и деформируясь под действием собственного веса и капиллярного давления влаги в порах, превращается постепенно в органическую породу — торф, отличающуюся большой водоудерживающей способностью и исключительно высоким содержанием влаги.

Многочисленными исследованиями установлено, что торф, залегающий в естественном состоянии, содержит воды от 88 до 97% по объему, сухого вещества от 10 до 2% и газов от 1 до 7%.

Поэтому торфонакопление, рассматриваемое как физико-географический процесс, одновременно является и процессом накопления на поверхности суши значительных объемов воды и процессом изменения состава растительного покрова и всех основных физических свойств поверхности суши.

В связи с изменениями в пространстве и времени климатических, геоморфологических и гидрологических условий масштабы процесса торфонакопления и образования болот неодинаковы. В аридных условиях болота встречаются редко и занимают весьма ограниченные площади, приуроченные исключительно к глубоким впадинам и депрессиям, озерным котловинам или речным долинам, где обеспечено достаточно обильное и устойчивое питание и увлажнение поверхности почво-грунтов грунтовыми или озерно-речными водами. В избыточно влажной зоне умеренного пояса болота занимают огромные территории, покрывая часто сплошным торфяным «плащом» обширные плоские междуречные пространства и водоразделы и образуя характерные для этой зоны болотные ландшафты. Отличительной особенностью болот этой зоны, обусловленной климатическими условиями, является их приуроченность к элементам мезорельефа. Здесь болота образуются не только на отрицательных формах рельефа (понижениях местности, котловинах и депрессиях), но и на совершенно ровных территориях, а также на выпуклых элементах рельефа с относительно пологими склонами. Крайним проявлением возможности образования болот на склонах и выпуклых элементах рельефа являются так называемые «висячие» болота на горных склонах, образующиеся в результате постоянного обильного питания поверхности горных склонов выклинивающимися подземными водами. Аналогичное образование болот может иметь место и в результате очень влажного климата, когда холмисто-горный рельеф сплошь покрыт торфяным плащом толщиной до 1 м с соответствующей болотной растительностью. Таким образом, вопреки иногда встречающимся взглядам, образование болот вовсе не связано с обязательным наличием отрицательных форм рельефа. Появление болотообразовательного процесса возможно на любом участке суши, если на нем динамическое равновесие между общим приходом влаги и стоком с него устанавливается на уровне заполнения влагой почвенных горизонтов или выхода почвенно-грунтовых вод на поверхность. При этом климат, рельеф, почво-грунты и гидрогеологическое строение местности, как болотообразующие факторы, могут выступать в весьма разнообразных сочетаниях.

Преобладающая часть современных болот образовалась путем заболачивания суши. И лишь незначительная часть болотных массивов образовалась путем заболачивания озерных водоемов или отмирающих участков речных русел (стариц). Современные ландшафты болот далеко не всегда отражают происхождение болота,

так как суходольное и водное заболачивание отличаются по характеру и составу растительного покрова и рельефу поверхности болота лишь на ранних стадиях торфонакопления. Процесс же дальнейшего торфонакопления, общие закономерности которого сохраняются в основных чертах одинаковыми для болот суходольного и водного происхождения, нивелирует разницу в структуре ландшафта на последующих стадиях развития. Благодаря этому по облику болотного массива и его растительности на поздних стадиях развития часто нельзя установить начальные условия возникновения болота.

Большинство современных крупных болотных массивов образовалось в результате слияния и разрастания в плане более мелких, вначале изолированных болотных массивов. Поэтому одна часть таких крупных болотных систем могла образоваться на месте бывших водоемов, другая же — путем суходольного заболачивания.

Чтобы установить происхождение крупных и сложных по своему строению болотных массивов, помимо исследования общего строения ландшафта болота необходимо производить исследования стратиграфии торфяной залежи, т. е. последовательности отложений торфа различного возраста и ботанического состава. Однако для решения многих практических и научных задач, связанных с расчетами гидрологического режима болот и водными свойствами торфяных залежей, происхождение болот (путем заболачивания суши или водоемов) обычно не играет существенной роли, за исключением лишь тех случаев, когда представляют интерес водно-физические характеристики самых нижних придонных горизонтов торфа. Такие случаи могут иметь место, например, в практике дорожного строительства на болотах, когда устойчивость возводимых насыпей и сооружений без выторфовывания зависит от водного режима и водно-механических свойств торфа по всей его толще, включая контактную зону с подстилающими минеральными породами. При гидрологических же расчетах для обоснования мелиоративных мероприятий, водохозяйственного и гидротехнического строительства обычно достаточно знание водно-физических характеристик торфа только в верхней части торфяной залежи, которая является активной зоной водообмена и теплообмена.

## 1.2. Общие законы, определяющие процесс заболачивания суши и распространение болот

Степень заболоченности каждой конкретной территории непосредственно связана с соотношением на ней составляющих водного баланса (осадков, испарения, стока), количеством тепла и механизмом стекания избытка влаги в речную сеть, представляющую собой естественный дренаж территории. Совместное действие этих факторов в каждой точке земной поверхности создает тот или иной водный и тепловой режим в почво-грунтах и на их поверхности, благоприятный или неблагоприятный для процесса

заболачивания. При данных климатических условиях, которыми в основном определяется объем стока, степень заболоченности зависит от рельефа территории, естественной дренированности ее речной сетью и водопроницаемости слагающих пород. Рассмотрим эти основные соотношения на примере простейшего случая заболачивания междуречных пространств.

Если представить себе несколько схематизированный план речной сети (рис. 1 а), состоящий из участка главной реки I—I и двух параллельных притоков 1 и 2, то для любого сечения А—А,

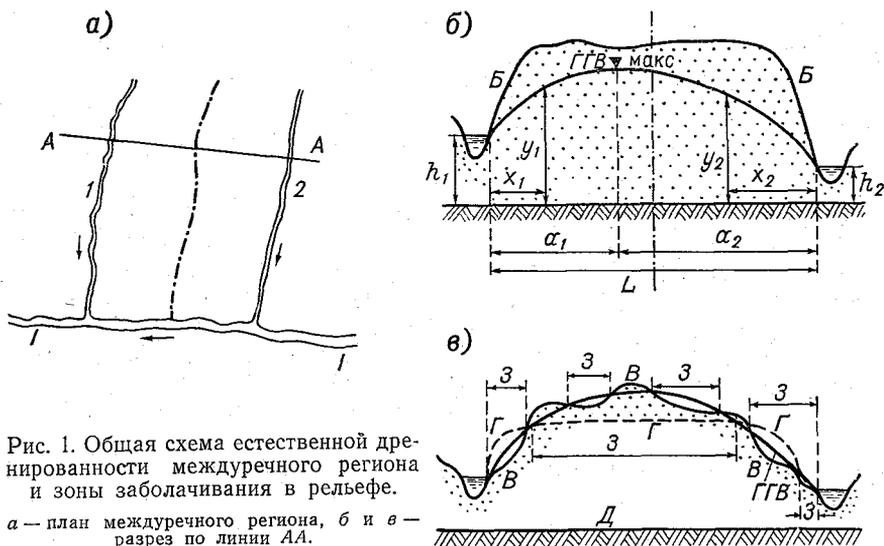


Рис. 1. Общая схема естественной дренированности междуречного региона и зоны заболачивания в рельефе.

а — план междуречного региона, б и в — разрез по линии АА.

проходящего через водораздел перпендикулярно направлению притоков и отстоящего на достаточно большом расстоянии от главной реки, можно написать общее уравнение кривой свободной поверхности грунтовых вод, залегающих над водоупором и дренируемых речными руслами.

Если реальные условия дренирования приближаются к плоскопараллельному потоку, то это уравнение имеет вид [51]:

для левой ветви кривой депрессии

$$y_1 = \sqrt{\frac{p}{k} (2a_1x_1 - x_1^2) + h_1^2}, \quad (1a)$$

для правой ветви (рис. 1 б)

$$y_2 = \sqrt{\frac{p}{k} (2a_2x_2 - x_2^2) + h_2^2}. \quad (16)$$

В этих выражениях  $y_1$  и  $y_2$  — ординаты возвышения поверхности грунтового потока над горизонтальной плоскостью водоупора;  $x_1$  и  $x_2$  — расстояния соответственно от левого и правого речных русел, дренирующих междуречной массив;  $k$  — коэффици-

ент фильтрации водопроницаемых грунтов, слагающих междуречной массив над водопором;  $h_1$  и  $h_2$  — уровни воды в дренирующих реках над плоскостью водопора;  $\bar{p}$  — средний многолетний приход влаги на поверхность междуречного массива, равный разности средних значений осадков и испарения.

Кривая свободной поверхности подземных вод, вычисленная по уравнениям (1а) и (1б) для средних многолетних норм осадков и испарения, характеризует некоторое среднее во времени распределение уровней грунтовых вод в междуречном массиве, относительно которого колеблются действительные кривые депрессии уровней, соответствующие многоводным и маловодным периодам.

Для того чтобы реально могла существовать свободная поверхность грунтовых вод, определяемая уравнениями (1а) и (1б) и соответствующая некоторым конкретным значениям: средней многолетней интенсивности прихода атмосферной влаги  $\bar{p}$ , расстояния между реками  $L$  и водопроницаемости грунтов  $k$ , необходимо, очевидно, чтобы все точки профиля поверхности земли в междуречном массиве имели отметки, превышающие отметки кривой депрессии. Такой профиль изображен, например, линией  $BB$  на рис. 1 б. Если отметки поверхности земли на некоторых участках поперечного профиля оказываются ниже отметок поверхности грунтовых вод, отвечающей условию (1) (например, линия  $BBB$  или  $GGG$  на рис. 1 в), то области, заключенные между точками пересечения кривой депрессии с поверхностью земли (области  $Z$  на рис. 1 в), должны представлять собой участки, на которых грунтовые воды выходят на поверхность, т. е. участки, избыток влаги с которых не может быть отведен только фильтрационным грунтовым потоком и на которых возникает поверхностное и внутрипочвенное стекание воды, сопровождающееся постоянным или весьма длительным переувлажнением верхних горизонтов почвогрунтов. Таким образом, на этих участках создаются благоприятные гидрологические условия для развития процесса торфонакопления и в естественных условиях они всегда подвержены интенсивному заболачиванию. Нетрудно видеть, что уравнения (1а) и (1б) определяют минимально необходимое возвышение и очертание профиля поверхности земли на междуречном массиве, при которых последний не будет подвержен заболачиванию. Отсюда вытекает также, что каждому конкретному сочетанию значений водопроницаемости пород  $k$ , климатического параметра  $\bar{p}$  (разности норм осадков и испарения) и расстояния между дренирующими реками  $L$  соответствует свой критический профиль поверхности земли, при котором процесс заболачивания под влиянием атмосферного питания уже невозможен. Если отметки реального профиля выше отметок критического профиля, то естественное заболачивание междуречного региона отсутствует; и наоборот, заболачивание поверхности междуречного региона будет происходить везде, где отметки поверхности окажутся ниже отметок критического профиля. Сформулированные условия и представляют

собой наиболее общий закон заболачивания суши под влиянием климатических факторов (атмосферного питания). Из него прежде всего следует, что процесс заболачивания вовсе не связан с обязательными условиями слабой водопроницаемости подстилающих торфяную залежь болота минеральных пород и первичной формой рельефа. Болота могут образовываться в равной степени и на хорошо и на слабо фильтрующих грунтах, и на выпуклых участках рельефа, если только реальный рельеф оказывается ниже критического профиля дренирования. Если же все точки поверхности земли оказываются выше критического профиля дренирования, болота не могут образовываться даже на весьма слабопроницаемых породах.

В природных условиях обычно встречается более сложная конфигурация дренирующей речной сети, чем схема, описываемая уравнениями (1а) и (1б). Не всегда, конечно, и водопроницаемость пород, залегающих над водоупорным слоем, достаточно однородна, чтобы ее можно было описывать некоторым средним коэффициентом фильтрации  $k$ . Наконец, вышеуказанные уравнения справедливы, строго говоря, лишь для горизонтально залегающего водоупорного слоя (см. рис. 1), что, конечно, также далеко не всегда имеет место. Все это, разумеется, обуславливает более сложные условия дренирования территорий междуречных регионов в реальных условиях, чем описываемые зависимости (1а) и (1б). Однако физическая сущность задачи при этом не изменяется, поэтому ее удобнее было рассмотреть на примере наиболее простого и наглядного случая.

Необходимо заметить, что специальная проверка совпадения действительных границ заболачивания с расчетными границами, получаемыми на основе изложенных выше положений [42], хорошо подтверждает их справедливость.

### 1.3. Интенсивность процесса заболачивания

Интенсивность процесса заболачивания характеризуется скоростью торфонакопления в вертикальном направлении и скоростью перемещения границ болота по поверхности минерального грунта, т. е. скоростью «наступления» болотного массива на окружающие его минеральные почво-грунты.

В каждый естественноисторический период времени увеличение или сокращение площади болот является следствием постепенного изменения климатических условий, а также тектонических движений земной коры, под влиянием которых отдельные участки земной поверхности находятся в стадии подъема или опускания и соответственно этому, благодаря изменениям глубин вреза речной сети, в стадиях улучшения или ухудшения условий естественного дренирования территорий (см. п. 1.2). В современную нам эпоху четвертичного периода во многих северных областях СССР наблюдается наступление болот на незаболоченные земли. Так, например, в бассейне Северной Двины во многих районах наблю-

дается расширение болотных массивов за счет заболачивания суходольных лесов и сельскохозяйственных угодий, примыкающих к периферии болотных массивов. Аналогичные процессы имеют место на Западно-Сибирской равнине, где тектонические движения обуславливают различную интенсивность процессов заболачивания, интенсифицируя их в районах опускания земной поверхности и ухудшения дренажа и прекращая в условиях улучшающегося естественного дренажа в районах повышения поверхности. Средняя скорость расширения болотных массивов может колебаться в широких пределах: от нескольких десятков сантиметров до десятков метров в год. При этом скорость наступления болот на суходолы неравномерна во времени. В отдельные влажные многолетние периоды, при повышенных осадках теплого периода года и пониженном испарении, заболачиванию могут подвергнуться сразу обширные площади по периферии болота благодаря общему временному, но достаточно длительному подъему кривых депрессий грунтовых вод (см. п. 1.2, рис. 1 *в*); в сухие же и теплые многолетние периоды происходит опускание уровней грунтовых вод, вследствие чего разрастание болотных массивов может полностью прекращаться. Однако, особенностью этого процесса является его необратимость, т. е. ускорение процесса заболачивания в благоприятные для этого периоды (с повышенными осадками и пониженным испарением) не сопровождается исчезновением признаков заболачивания в засушливые периоды.

Горизонтальное расширение болотных массивов прекращается, когда область заболачивания достигает своей предельной величины, соответствующей данному рельефу междуречного региона и очертанию кривой депрессии (свободной поверхности) грунтовых вод. Последнее, как уже указывалось, определяется климатическими параметрами (нормой осадков и испарения) и водопроницаемостью подстилающих пород. Вертикальное торфонакопление на заболотившейся площади может продолжаться и после естественной стабилизации ее границ, вызывая постепенный подъем всей поверхности торфяной залежи над окружающими незаболоченными территориями. При этом скорость торфонакопления в различных частях заболоченной площади неодинакова: она уменьшается с увеличением проточности воды и аэрации в торфогенном слое и увеличивается при слабой проточности и повышении уровней грунтовых (болотных) вод в нем. В результате различного сочетания этих факторов вырабатывается сложный «собственный» рельеф поверхности болотных массивов, при котором толщины торфяной залежи могут колебаться в широких пределах. В среднем для лесоболотной зоны умеренного климата, обладающей оптимальными условиями для заболачивания и торфонакопления, скорость роста толщины торфяных залежей составляет приблизительно 1 миллиметр в год. К северу и югу от этой зоны средняя скорость торфонакопления снижается, обуславливая соответственно и постепенное уменьшение средних толщин торфяных залежей болот.

## 1.4. Географическая зональность болот

Зональность болот, как биогенных образований на поверхности минеральных пород, обусловлена пространственными изменениями природных условий, среди которых ведущая роль принадлежит климату и рельефу.

Поскольку главной чертой болотообразования является процесс накопления органических отложений, представляющий собой результат сложения двух противоположных процессов: быстроты разложения ежегодно отмирающей части растительного покрова и ежегодного прироста органической массы живого растительного покрова, болота характеризуются четырьмя важнейшими взаимосвязанными *зональными признаками*:

1) приуроченностью болот к определенным морфологическим элементам на земной поверхности;

2) преобладающим типом растительного покрова и господствующей структурой болотных фаций;

3) средней толщиной торфяных залежей болотных массивов и характерными формами их рельефа;

4) степенью общей покрытости минеральных грунтов торфяными отложениями или степенью общей заболоченности территории.

Орографические особенности местности влияют на болотообразовательный процесс как посредством создаваемых ими климатических различий, так и непосредственно через формы рельефа, обуславливая тем самым разные источники водного питания болот и приуроченность к определенным элементам мезорельефа.

В климатической зоне избыточного увлажнения (умеренного пояса), где осадки значительно превышают возможное по тепловым ресурсам испарение, болота могут располагаться на любых элементах и формах рельефа: на водораздельных плато и на пологих склонах междуречий, на речных и озерных террасах и в поймах рек. Приуроченность болот ко всем положительным и отрицательным формам рельефа является для болот, расположенных в зоне избыточного увлажнения, их зональным признаком. В зоне недостаточного увлажнения зональным признаком в расположении болот является их приуроченность только к отрицательным формам рельефа: котловинам, понижениям, депрессиям, озерным котловинам, речным поймам, подножиям речных террас, где в балансе водного питания болот основную роль играют *поверхностный* и *подземный приток* (а не атмосферные осадки).

В пределах климатической зоны избыточного увлажнения по типам растительного покрова, структурным особенностям болотных образований и средней толщине торфяных залежей болот для равнинных территорий Евразии, согласно Н. Я. Кацу, выделяется четыре основные болотные зоны: зона арктических минеральных осоковых болот, зона плоскобугристых болот, зона крупнобугристых болот, зона выпуклых олиготрофных болот.

В климатической зоне недостаточного увлажнения располагаются: зона евтрофных гипново-осоковых и осоковых болот и зона засоленных тростниковых болот.

Переходная климатическая зона неустойчивого увлажнения (для которой в среднем количество осадков превосходит испарение не более чем на 100 мм) соответствует в равнинных районах болотной зоне евтрофных и олиготрофных сосново-сфагновых болот.

На горных и горно-равнинных территориях широтное расположение границ болотных зон нарушается и значительно увеличивается разнообразие структур болотных фаций и состава растительного покрова. Это обстоятельство привело Н. Я. Каца к необходимости для горных и горно-равнинных территорий Средней и Восточной Сибири, а также для Центральной, Западной и Южной Европы выделять *группы* болотных провинций, внутри которых болота существенно отличаются по структуре и составу растительного покрова. При этом следует заметить, что для большинства стран Западной Европы выделение болотных провинций имеет в настоящее время больше теоретический интерес, так как на этих территориях почти не сохранилось болот в естественном состоянии.

Рассматриваемые ниже свойства болот, физические характеристики их и приемы гидрологических расчетов (основанные на определении физических свойств и структуры болотных образований) будут относиться в основном к зонам выпуклых олиготрофных болот, евтрофных и олиготрофных сосново-сфагновых болот и евтрофных гипново-осоковых болот, т. е. к тем территориям, на которых болота имеют либо наиболее широкое распространение, либо существенное хозяйственное значение при незначительном количестве их общей площади. Обе зоны бугристых болот, а также зоны арктических минеральных и осоковых болот и засоленных тростниковых болот не затрагиваются в нижеизлагаемых вопросах, так как гидрологические свойства этих болот почти не изучены.

### 1.5. Индикаторные свойства растительного покрова болот Болотные фации (микрорландшафты)

Метод растительных индикаторов широко используется в современных науках о земле для определения различных физических свойств среды обитания растений и изучения процессов, происходящих в ней. Возможности этого метода чрезвычайно широки и зависят от степени изученности взаимосвязей различных свойств и характеристик растительного покрова и отдельных видов растений со свойствами внешней среды, определяющей условия существования растительных сообществ различных таксономических рангов. Под индикаторными свойствами растительного покрова подразумеваются установленные и известные нам связи между определенными характеристиками растительного покрова (например,

291543

флористическим составом фитоценозов, степенью развития растений, их сомкнутостью, плотностью насаждений, распределением различных ассоциаций или отдельных растений в пространстве и т. д.) и соответствующими им характеристиками среды обитания или территории произрастания растений (составом почв, содержанием химических элементов в грунтах, уровнями грунтовых вод, степенью проточности вод, строением микрорельефа, зонами затопления речными водами и т. д.). Индикаторные свойства растительности изучаются и устанавливаются обычно по отношению к какой-либо определенной части среды обитания растений или группе свойств, ее характеризующих. Так, можно говорить отдельно о растительных индикаторах климата, почв, горных пород, полезных ископаемых, природных вод, форм рельефа и т. д. [14]. В то же время можно говорить о растительных индикаторах различных *процессов*, в том числе и гидрологических: интенсивности процессов водообмена, величине проточности грунтовых вод, колебаниях уровней грунтовых вод, режиме температур, колебаниях водонасыщенности почво-грунтов и т. д. Так как степень изученности взаимосвязей различных растительных сообществ с теми или иными свойствами среды обитания растений или процессами неодинакова и так как всякое растительное сообщество отражает соответствующее интересующее нас свойство или процесс в среде обитания в комплексе с влиянием ряда других факторов, то степень достоверности и однозначности индикационных признаков, получаемых по растительному покрову, неизбежно оказывается различной для разных групп индицируемых явлений.

Особенно это обстоятельство необходимо учитывать при установлении количественных соотношений между характеристиками растительности и отдельными свойствами среды обитания. Поскольку данный сложившийся фитоценоз и составляющие его виды растений есть всегда результат адаптаций их на целый комплекс условий внешней среды, то по отношению к отдельным физическим показателям условий среды как отдельные виды растений, так и фитоценозы в целом могут обладать различной и более или менее широкой экологической амплитудой. Иначе говоря, если использовать, например, индикаторные признаки растительности для определения глубины уровня грунтовых вод, то разные виды растений или фитоценозы в целом будут обладать разной точностью показаний глубины. Очевидно, что для достижения наиболее точных результатов из всех растительных индикаторов нужно всегда выбирать те, которые будут иметь по отношению к интересующему нас свойству среды наиболее узкую экологическую амплитуду. В соответствии с этим, согласно Б. В. Виноградову [14], при экологической оценке индикационных функций растительности следует различать *постоянные* и *переменные* индикаторы. «Под *постоянными индикаторами* понимают растения, фитоценозы или отдельные ботанические признаки с узкой экологической амплитудой, показания которых удовлетворяют требованиям необходимой точности и детальности наблюдений» [14]. *Переменными* индикато-

рами называются растения, фитоценозы или отдельные ботанические признаки, имеющие широкую экологическую амплитуду, которые в одних случаях обеспечивают необходимую точность показаний, а в других нет. Обе эти категории растительных индикаторов не являются неизменными. В зависимости от необходимости повышения точности наблюдений и требований, предъявляемых к индикаторам, а также от изученности экологии растений число индикаторов, включаемых в группу постоянных, растет за счет индикаторов, считавшихся ранее постоянными. Важной группой индикаторов являются те, которые могут указывать *не на всю амплитуду* изменения данного фактора или не на весь комплекс природных условий, а позволяют обнаруживать лишь определенный узкий диапазон изменяющейся величины или, например, наличие определенных объектов или свойств среды. Эти индикаторы Б. В. Виноградов делит на положительные и отрицательные. Под *положительными* подразумеваются такие индикаторы, которые указывают на наличие определенных природных условий в данном местообитании, по отношению к которым они «топofilны» (т. е. хорошо, наилучшим образом, приспособлены). Например, растение галофильно по отношению к засолению, гидрофильно к увлажнению, ацидофильно к кислотности почв, и т. п. *Отрицательными* индикаторами называются растения, фитоценозы или отдельные признаки, исключающие определенные условия или процессы в данном местообитании.

Наконец, различают *прямые индикаторы*, функционально связанные с индицируемым фактором, наличие которого является необходимым условием их жизнедеятельности, и *косвенные индикаторы*, не связанные непосредственно с индицируемыми условиями, но, являясь показателями сопряженных с этими условиями других факторов, находятся с ними в корреляционной или условно функциональной связи.

Рассматривая индикаторные свойства *болотной растительности* следует обратить внимание прежде всего на следующие два обстоятельства.

Число основных физических факторов, определяющих среду обитания растений на болотах, меньше, чем в условиях минеральных земель и почво-грунтов. Объясняется это прежде всего большей однородностью водного и минерального режимов в пределах болот, более однородными условиями питания болот на обширных, занятых ими территориях и тем, что любые изменения в среде обитания на болотах наиболее тесно связаны с изменениями водного режима, более тесно, чем это имеет место в условиях незаболоченных земель и при глубоко залегающих грунтовых водах. Относительно малое число основных факторов, характеризующих среду обитания, неизбежно вызывает более резко выраженную реакцию растений и фитоценозов на малые изменения каждого из них в отдельности, т. е. индикаторные свойства растительности по отношению к водно-минеральному режиму оказываются в этих условиях более эффективными, а «чувствительность» растительных

индикаторов по отношению к отдельным явлениям более резко выраженной.

Другой важной особенностью является то, что «почва» для болотных растений создается самими же отмирающими растениями и сплошным ковром из живых растений нижних ярусов болотных фитоценозов, а микрорельеф поверхности болота формируется различными растительными ассоциациями, их комплексами и сочетаниями. Таким образом, такое важное свойство (для водного режима, механизма стекания вод, фитолимата), как микрорельеф поверхности болота, оказывается непосредственно связанным с флористическим составом растительных ассоциаций и их структурой в пространстве при весьма малой экологической амплитуде в характеристиках водного режима для отдельных видов растений.

Дадим краткую характеристику некоторых наиболее важных индикаторных свойств болотной растительности, имея в виду предложенное В. Н. Сукачевым (1947) в теории биогеоценоза разделение факторов местообитания растений на четыре экологические сферы: атмосферу, педосферу, гидросферу и литосферу. В болотной растительности нас прежде всего практически интересуют ее гидроиндикационные свойства, с которыми непосредственно связаны и ее индикационные функции в отношении структуры микрорельефа болот и рельефа болотных массивов в целом.

Гидрологическими факторами местообитаний болотной растительности являются: уровни болотных грунтовых вод, проточность болотных вод<sup>1</sup>, химический состав вод, питающих данный участок болотного массива.

Постоянным и наиболее чувствительным растительным индикатором *положения среднего многолетнего уровня грунтовых вод на болоте* является древесная и моховая болотная растительность. На рис. 2 представлена закономерность размещения различных видов мхов в микрорельефе болота в зависимости от положения поверхности мохового покрова над уровнем грунтовых вод. Среди олиготрофных сфагновых мхов сфагнум кустидатум и сфагнум Дузена занимают самое низкое положение по отношению к уровню воды: они растут погруженными в воду и их головки практически находятся на уровне воды или возвышаются на 1—2 см над ее поверхностью. Наиболее высокое положение в микрорельефе занимает сфагнум фускум. Его экологический диапазон по отношению к глубине среднего уровня болотных грунтовых вод составляет от 24 до 36 см. В большем диапазоне изменения среднего уровня может существовать сфагнум магелланикум: от 24 до 4 см. Сфагнум ангустифолиум и сфагнум балтикум по отношению к уровням

---

<sup>1</sup> Под проточностью или интенсивностью водообмена в болоте понимается полное количество воды, протекающее за единицу времени через объем торфяной залежи площадью, равной единице (1 м<sup>2</sup>), и высотой, равной глубине торфяной залежи в данном месте болотного массива.

имеют малые экологические амплитуды: соответственно от 3 до 5 см и от 1 до 3 см. В табл. 1 приведены расстояния от поверхности мохового покрова до среднего уровня грунтовых вод, инди-

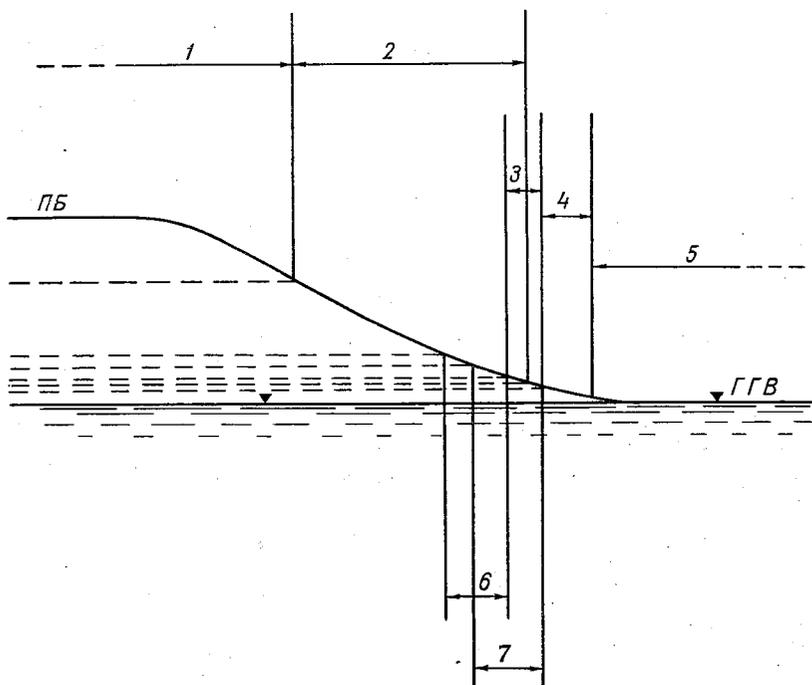


Рис. 2. Размещение различных видов сфагновых и гипновых мхов в микрорельефе болота над уровнем грунтовых вод.

ПБ — поверхность мохового покрова, составляющая микрорельеф; ГГВ — горизонт болотных грунтовых вод; зоны обитания различных видов мхов: 1 — сфагнум фускум, 2 — сфагнум магелланикум, 3 — сфагнум ангустифолиум, 4 — сфагнум балтикум, 5 — сфагнум Дузена и сфагнум кусpidатум, 6 — сфагнум субсекундум, 7 — сфагнум апикулятум.

Таблица 1

Экологическая амплитуда средних многолетних уровней грунтовых вод для различных видов мха в болотных фитоценозах моховых формаций

Виды сфагновых мхов	Амплитуда уровней, см	Превышение поверхности мохового покрова над средним уровнем грунтовых вод, см
Фускум	12	37—25
Магелланикум	20	25—5
Ангустифолиум	2	5—3
Балтикум	2	3—1
Дузена	1	2—1
Кусpidатум	1	0—1
Субсекундум	5	10—5
Апикулятум	2	5—3

цируемые различными видами олиготрофных и евтрофных сфагновых мхов. Как видно из этих данных, не все виды мхов являются достаточно точными индикаторами положения уровня болотных вод и многие обладают широкой экологической амплитудой. Поэтому при использовании индикаторных свойств моховой растительности по отношению к средним многолетним уровням грунтовых вод приходится пользоваться не отдельными видами мхов, а их сочетанием в фитоценозе, что дает возможность повысить точность индицирования уровней.

Из рис. 2 также видно, что площадь ареала покрытия поверхности болота тем или другим видом мха непосредственно зависит от уклона и формы поверхности в каждом элементе микрорельефа. При крутых склонах верхней части элемента микрорельефа и пологих в нижней, площадь покрытия видами сфагнум фускум и сфагнум магелланикум, несмотря на их большую экологическую амплитуду, может быть очень небольшой, а виды мхов, имеющие малую амплитуду, могут в этом случае занимать обширные ареалы. И наоборот, крутые склоны у основания повышений в микрорельефе могут полностью исключить покрытие поверхности болота видами мхов с малой экологической амплитудой.

Древесная растительность на болотах также служит хорошим индикатором положения средних многолетних уровней грунтовых вод. Наличие древесной растительности в составе растительных ассоциаций само по себе характеризует относительно более низкие средние многолетние уровни, чем в ассоциациях, в составе которых древесная растительность отсутствует. Вместе с тем индикаторную роль древесной растительности в отношении средних уровней необходимо рассматривать отдельно для олиготрофных и евтрофных условий. Изменения положения средних уровней болотных вод от поверхности мохового покрова на олиготрофных участках болота резко сказывается на морфологических признаках сосны (или кедра и лиственницы в сибирских болотах). С увеличением глубины залегания уровней средняя высота сосны резко увеличивается. Увеличивается также до известного предела густота облесения с соответствующей сменой растительных ассоциаций. По данным наблюдений и обследований, произведенных на ряде болотных станций и постов Гидрометслужбы, на рис. 3 представлена зависимость средней высоты соснового древостоя на болотах от среднего многолетнего уровня грунтовых вод, из которой видно, что в пределах амплитуды средних уровней от 20 до 46 см (от поверхности мохового покрова) средняя высота древостоя увеличивается на 1 м с падением уровня на 2 см. При среднем уровне 20 см угнетение сосны достигает такой степени, что практически она выпадает из состава растительных ассоциаций: на графике рис. 3 средняя высота древостоя при этом уровне равна нулю. Для евтрофных условий на болотах, при которых в растительных ассоциациях отсутствует плотно сомкнутый моховой покров, а древесный ярус представлен различными видами березы или ольхой черной, индикаторная роль древостоя по от-

ношению к глубине среднего уровня болотных вод осложняется тем, что в этих ассоциациях при большой средней высоте деревьев крайне сильно развит микрорельеф и поверхность болота под кронами деревьев представляет чередование глубоких ям с приствольными повышениями. В этих случаях для возможности проводить сравнительный анализ за поверхность отсчета положения уровней грунтовых вод необходимо принимать плоскость, совпадающую со средней высотой поверхности болота, включая в расчет приствольные повышения.<sup>1</sup>

Индикация по растительному покрову на болотах величины амплитуды колебания уровней (средней годовой и максимальной за многолетний период) практически возможна только по болотным фитоценозам, так как каждый отдельный вид растений по отношению к амплитуде колебания уровней имеет широкий экологический диапазон. Это свойство болотной растительности объясняется общей постоянной близостью уровней грунтовых вод к поверхности болота, благодаря чему даже при наибольших снижениях уровней (до 1 м) снабжение влагой корневых систем растений капиллярным подтоком от уровня грунтовых вод не прекращается. Поэтому для одних и тех же фитоценозов при одинаковых для них средних уровнях грунтовых вод амплитуда колебаний может изменяться в гораздо более широких пределах.

Индикаторные признаки растительного покрова, указывающие на различную по величине и направлению *проточность* болотных грунтовых вод, выражаются в структурных формах растительного покрова, представляющих собой различные закономерности чередования и распределения растительных ассоциаций или сложных фитоценозов (групп ассоциаций) в пространстве. Структурные формы растительного покрова связаны непосредственно и с типом микрорельефа поверхности болота. Поэтому, рассматривая инди-

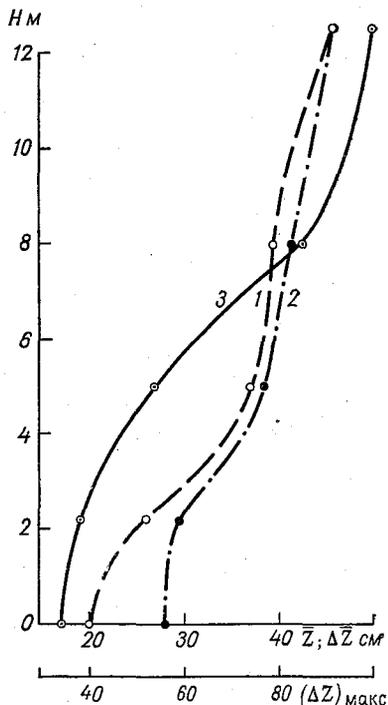


Рис. 3. Зависимости средней высоты древостоя сосны  $H$  на болотах атмосферного питания от глубины среднего многолетнего уровня грунтовых вод  $\bar{z}$  (1) и от средней  $\Delta\bar{z}$  (2) и максимальной  $(\Delta z)_{\text{макс}}$  (3) амплитуд колебания уровней.

<sup>1</sup> Определение и вычисление положения средней поверхности болота рассматривается в п. 2.5.

каторные свойства болотной растительности по отношению к величине и направлению проточности болотных вод, необходимо принимать во внимание, что понятие «структура растительного покрова» включает в себя как состав фитоценозов, так и связанную с ним форму микрорельефа. Индикатором величины и направления проточности болотных вод служит совокупность следующих признаков, характеризующих структуру растительного покрова:

1) флористический состав и количество различных растительных ассоциаций, входящих в данный фитоценоз;

2) взаимное расположение растительных ассоциаций в плане, размеры и формы чередующихся площадей, занятых различными и одинаковыми растительными ассоциациями;

3) тип микрорельефа, свойственный данному сочетанию (комплексу) ассоциаций, и размеры (в плане и в поперечном разрезе) повышенных и пониженных элементов микрорельефа;

4) ориентировка в плане элементов микрорельефа и расположения соответствующих им растительных ассоциаций.

Как видно, суждение о величине и направлении проточности болотных вод можно составить лишь на основании целого комплекса признаков, характеризующих структуру растительного покрова. Примерно этот же комплекс признаков дает возможность определить механизм стекания болотных вод на различных участках болота, т. е. делать заключения о том, на каких участках периодически имеет место поверхностный поток, на каких процесс стекания происходит только путем фильтрации, и, наконец, устанавливать участки болот, на которых всегда преобладает поверхностный поток.

Совершенно очевидно, что характеризовать указанными признаками структуру растительного покрова и использовать ее как индикатор проточности и процесса стекания вод можно лишь в том случае, если рассматривать достаточно большие по размерам участки болот, по сравнению с которыми размеры отдельных структурных элементов растительности достаточно малы, а их число на каждом таком участке достаточно велико. «Достаточно велико» следует понимать в смысле возможности проводить статистическое осреднение различных количественных величин, относящихся к элементам структуры выделенного участка. Таким образом, для того чтобы в полной мере использовать индикаторные свойства растительного покрова болот при изучении водного режима и водно-физических свойств их, необходимо установить наименьшие территориальные единицы для болот, в пределах которых будут сохраняться неизменными значения перечисленных выше структурных признаков.

Этим требованиям в физической географии удовлетворяет понятие фации, под которым разумеют часть земной поверхности, обладающей на всем своем протяжении одинаковыми физико-географическими условиями, одинаковыми физическими свойствами, флорой и фауной. Общее определение «одинаковые физико-географические условия» требует в данном случае уточнения приме-

нительно к рассматриваемым условиям на болотах. Элементарной территориальной географической единицей на болотах, *болотной фацией* или *болотным микроландшафтом*, называют такую часть болота, в пределах которой сохраняется одинаковая структура растительного покрова и все связанные с ней другие физические компоненты среды. Ниже, при рассмотрении основных свойств деятельного и инертного горизонтов болот, эти физические компоненты будут рассмотрены подробнее (см. п. 2.8). Изменение структуры растительного покрова и соответствующих свойств среды свидетельствует об изменении и типа болотного микроландшафта. Таким образом, любое конкретное болото, независимо от его размеров и происхождения, может быть представлено либо одним микроландшафтом, либо несколькими различными типами микроландшафтов. Закономерности размещения на территории болота разных типов болотных микроландшафтов, характеризуя в свою очередь разные типы болотных образований более высоких таксономических рангов<sup>1</sup>, являются в то же время и их индикаторными признаками, позволяющими судить об их физических свойствах, строении и гидрологических характеристиках.

Для исследования гидрологических процессов на болотах и зависящих от них физических и механических свойств торфяной залежи и растительного покрова болот, наиболее важными индикаторными признаками являются те, которые отражаются и легко опознаются на аэрофотоснимках (аэрофотопланах) болот и с помощью которых, следовательно, мы практически можем определять интересующие нас характеристики различных участков болотных массивов, а также изучать структуру болотных образований в целом.

Эти индикаторные признаки будут рассмотрены ниже, в п. 1.8, одновременно с методикой и приемами дешифрирования болот по аэрофотосъемке.

## **1.6. Законы формирования болотных массивов Фазы и стадии развития болот**

Первичными очагами заболачивания называются участки суши (или водоемы), с которых начинался процесс отложения и накопления торфа. В зоне избыточного увлажнения ими служили любые понижения в рельефе местности: неглубокие депрессии с пологими склонами, котловины, ложбины, русла древних водотоков, речные поймы и понижения на речных террасах, озера, старицы и слабопроточные водоемы<sup>2</sup>. Обширные горизонтальные участки в равнинных областях, представляющие собой ровные водораздельные междуречные пространства, заболачивались, по-видимому, одно-

<sup>1</sup> Болотные урочища (мезоландшафты) и болотные микроландшафты.

<sup>2</sup> В современных условиях первичными очагами заболачивания начинают служить также мелководные зоны искусственно созданных водохранилищ на речных системах.

временно на больших территориях и, как показывают современные исследования стратиграфии торфяных залежей, часто не имеют ясно выраженных локальных очагов первичного заболачивания.

Введем понятие *болотный массив*, под которым условимся понимать часть земной поверхности, занятую болотом, границы которого в плане образуют замкнутый контур. При этом границы болота будем определять по нулевой глубине торфяной залежи.

Процесс накопления торфа, начинаясь в первую очередь в местах наибольших понижений рельефа местности, постепенно выравнивает поверхность заболачивающейся территории и одновременно

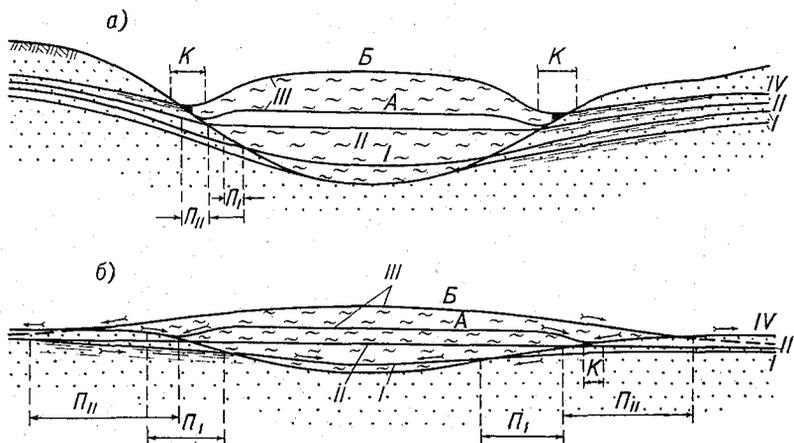


Рис. 4. Схема последовательного развития рельефа болотного массива и изменения поверхности грунтовых вод в различных фазах торфонакопления и водного питания при центрально-олиготрофном ходе развития.

а — в глубоких впадинах, б — в пологих депрессиях.

повышает уровни грунтовых вод на окружающих более возвышенных участках суши. На рис. 4 представлены две типичные схемы торфонакопления и изменения рельефа болотного массива: при образовании болота в глубоком понижении с крутыми склонами и при развитии болота в слабо выраженной депрессии с очень пологими склонами. В обоих случаях заболачивание более высоких участков земной поверхности, окружающих болотный массив, начинается позже, когда толщина торфа достигает такой величины, что уровень поверхности болота приближается к отметкам окружающей его незаболоченной территории, подпирая на ней уровни грунтовых вод. Как только последние в зоне подпора достигнут почвенных горизонтов, вокруг границ первичного болотного массива образуется пояс переувлажненных почв, вызывающий дальнейшее распространение заболачивания минеральных почво-грунтов (см. зоны П<sub>I</sub>, П<sub>II</sub> на рис. 4). Таким путем одновременно с вертикальным накоплением торфа происходит процесс расширения

болотного массива в плане и «наступление» болота на окружающие его земли.

Скорость торфонакопления в первичном очаге заболачивания неравномерна. В наиболее низкой части замкнутой впадины или депрессии (рис. 4), где проточность наименьшая, т. е. воды практически застойны, скорость разложения растительных остатков наименьшая и соответственно скорость торфонакопления наибольшая. В тех местах первичной впадины, где вначале заболачивания ее дно имеет еще уклон, некоторое время сохраняется повышенная проточность вод, а скорость накопления торфа в этих местах соответственно меньше. Таким путем первоначальный вогнутый рельеф первичной впадины, благодаря различной скорости торфонакопления, постепенно выравнивается и вогнутая поверхность болотного массива на ранних стадиях торфонакопления (фаза I на рис. 4) постепенно превращается в горизонтальную (фаза II на рис. 4). Во второй фазе торфонакопления по всей территории болотного массива устанавливаются практически одинаковые условия для проточности воды, которая очень мала по всей площади массива, за исключением контактной зоны с окружающими минеральными почво-грунтами. Здесь вследствие сохранения местных уклонов остается повышенная проточность и повышенная минерализация вод. Благодаря этому скорость торфонакопления по всей площади массива выравнивается, за исключением краевых участков вблизи границ массива, где она остается наименьшей. В этой фазе развития болотного массива происходит постепенное повышение отметок всей его поверхности над поверхностью контактной краевой полосы. В условиях избыточного увлажнения на краевых участках массива появляется сток воды с болота, направленный к его внешним границам (см. рельефы А и Б третьей фазы развития на рис. 4). Появление проточности воды на периферии массива замедляет здесь торфонакопление по сравнению с его остальной, центральной, частью. Благодаря этому поверхность центральной части болота начинает постепенно возвышаться над его краями, увеличивая и интенсивность стекания вод. Таким образом болотный массив постепенно принимает хорошо выраженную выпуклую форму рельефа, характерную для второй стадии развития в третьей фазе.

С вступлением болотного массива в третью фазу развития происходит коренное изменение в балансе его водного питания. Если в первой и второй фазах развития вся поверхность болота лежит ниже отметок поверхности на границе торфяной залежи с минеральными грунтами и баланс водного питания складывается из атмосферных осадков, притока поверхностных и грунтовых вод с окружающих незаболоченных территорий, то с момента появления выпуклого рельефа вся основная часть массива начинает получать питание только за счет атмосферных осадков. Воды же грунтовые и поверхностнопроточные, поступающие с окружающих территорий, начинают питать лишь окраины болотного массива (см. полосы К на рис. 4 а).

Таким образом, образование выпуклого рельефа в третьей фазе развития болотного массива резко дифференцирует водное питание различных его частей. Такое изменение водного питания сказывается на всем последующем ходе развития болотного массива.

Скорость вертикального торфонакопления, состав и распределение растительного покрова на большей части площади массива оказываются зависящими только от соотношения количества атмосферных осадков и интенсивности стекания их. Последняя в свою очередь является следствием распределения уклонов поверхности массива по его территории, т. е. зависит от рельефа и размеров болота. Изменения же рельефа поверхности болотного массива, развивающегося в третьей фазе изолированно от соседних очагов заболачивания, определяются как скоростью вертикального торфонакопления, так и формой первичного рельефа депрессии, в которой образовался массив, ее глубиной и крутизной склонов. От этих факторов зависит основное соотношение скоростей вертикального повышения поверхности болотного массива и расширения его в плане.

При выпуклой форме поверхности гидрологические условия заболачивания окружающих болото земель изменяются. Если при вогнутом и плоском рельефе болотного массива, свойственных первой и второй фазам развития, заболачивание примыкающих к его границам земель происходит, как мы видели, за счет подпора и повышения уровней грунтовых вод по мере заполнения первичной впадины торфом (пояса заболачивания  $П_I$  и  $П_{II}$  на рис. 4), то переход к выпуклому рельефу вызывает дополнительное увлажнение окружающих территорий водами, стекающими с самого болота. Таким образом периферийные участки болота и примыкающие к нему незаболоченные земли оказываются наиболее увлажненными, и процесс наступления болота на минеральные почво-грунты ускоряется.

При выпуклом рельефе массива скорость его горизонтального расширения зависит, при прочих равных условиях, от рельефа полосы сопряжения болота с минеральными почво-грунтами, который складывается к моменту перехода болотного массива в третью фазу развития. Если первичная впадина еще полностью не заполнилась торфом до уровня ее краев (рис. 4 а), горизонтальный рост массива ограничен и идет медленно и, естественно, тем медленнее, чем круче склоны депрессии. При этом заболачивание окружающих земель идет только от повышения и подпора уровней грунтовых вод, как в первой и второй фазах развития. В этих условиях на границах болота с незаболоченными склонами образуются так называемые краевые ложбины стока, в которых формируются ручьи или проточные топи, отводящие поступающие в них воды вдоль границ болота в ближайшие ручьи-водоприемники. Рельеф болотного массива при этом становится сильно выпуклым, а его краевые участки приобретают большие уклоны, достигающие иногда до 0,05—0,1.

В тех случаях, когда к моменту образования выпуклого рельефа болота вся первичная впадина заполняется торфом до краев (фаза III на рис. 4 б), дальнейшее разрастание массива в плане идет особенно быстро. Заболачивание примыкающих ровных территорий идет как за счет увлажнения их водами, стекающими с болотного массива, так и за счет повышения уровней грунтовых вод из-за общего ухудшения естественного дренажа (рис. 4 б). При этом в целом выпуклый рельеф массива приобретает очень пологие и длинные склоны с уклонами поверхности порядка 0,0004—0,003, а полоса заболачивания вокруг болотного массива становится очень широкой, нередко достигающей одного-двух километров (см. IV на рис. 4).

На схемах рис. 4 символами  $\Pi_I$  и  $\Pi_{II}$  показаны различные размеры зон заболачивания в первой и второй фазах торфонакопления, обусловленные повышением уровней грунтовых вод при крутых и пологих склонах первичной депрессии. На тех же схемах хорошо видно, что при переходе болотного массива в третью фазу ширина зоны заболачивания при крутых склонах впадины (рис. 4 а) увеличивается незначительно, а при превышении поверхностью болота отметок ровной окружающей местности (рис. 4 б) зона заболачивания может достигать очень больших размеров.

Рассмотренные характерные схемы развития болотных массивов в первичном очаге заболачивания, хотя и имеют очень широкое распространение, все же не являются универсальными. Они проявляются в полной мере только в климатической зоне избыточного увлажнения и отражают те случаи, когда болотный массив, развивающийся в первичном очаге заболачивания, не соединяется на какой-либо стадии торфонакопления с соседними болотными массивами, образующимися в ближайших к нему депрессиях и понижениях местности. Совершенно очевидно, что чем более пологие склоны имеют первичные очаги заболачивания, тем на более ранних стадиях развития могут сливаться отдельные и вначале изолированные болотные массивы в более крупные, представляющие собой уже более сложные образования и называемые *системами болотных массивов* (см. рис. 6). Как следует из рассмотренных выше причин заболачивания и расширения границ болотных массивов в плане, слияние нескольких болотных массивов в один может происходить не только на поздних стадиях торфонакопления, характеризующихся выпуклым рельефом, но и в первой и во второй фазах при условии неглубоких и слабо выраженных понижений, служивших первичными очагами заболачивания. Если слияние изолированных первичных массивов происходило на ранних стадиях торфонакопления, то в структуре современного ландшафта и растительного покрова системы болотных массивов трудно различаются или даже совсем неразличимы характерные особенности образовавших ее массивов. Такие системы после их образования проходили ряд последующих стадий развития, как единые целые болотные массивы с более сложным строением их внутреннего

рельефа, благодаря чему постепенно исчезали все характерные черты в гидрологическом режиме и структуре растительного покрова отдельных массивов, свойственные периоду их слияния.

Для климатической зоны недостаточного увлажнения, где индекс сухости  $R_x > 1^1$ , образование выпуклого рельефа болотных массивов с превышением точек поверхности болота его отметок на границе с минеральными землями физически невозможно, так как атмосферное питание в этих условиях всегда меньше испарения. Следовательно, для того чтобы болото могло существовать и продолжался процесс торфонакопления, все точки поверхности болота должны быть расположены ниже границ болота с суходолами, чтобы поверхностные и грунтовые воды, стекающие с окружающих незаболоченных территорий, могли поступать на болото и компенсировать недостаток атмосферной влаги. Поэтому в зоне недостаточного увлажнения конечными стадиями развития рельефа болотных массивов могут быть только те, которые характеризуются либо вогнутой, либо плоской формой поверхности болота, т. е. относятся к первой или второй фазе развития.

Выделение трех фаз в развитии рельефа болотного массива, образующегося из одного первичного очага заболачивания, имеет принципиальное значение для гидрологических исследований, анализа и расчетов водного режима болот, а также для изучения и установления взаимосвязей между закономерностями развития и размещения растительного покрова на болотах с составом и балансом водного питания их. В п. 1.5 уже отмечалось, что растительный покров и его структура в условиях болот является чувствительным индикатором водного режима и, в первую очередь, глубины стояния уровней болотных вод, степени и состава их минерализации и интенсивности водообмена. Поэтому каждая из трех основных фаз характеризуется совершенно определенным типом и балансом водного питания и соответствующим этому экологическим типом растительности. В первой фазе баланс водного питания болотного массива в наиболее общем случае складывается из трех составляющих: количества осадков, выпадающих непосредственно на поверхность болота, количества воды, поступающей к болотному массиву из водоносных горизонтов окружающих его земель, и количества воды, поступающей к болотному массиву путем поверхностного притока с окружающих его более возвышенных территорий. Благодаря вогнутому рельефу болота, свойственному первой фазе, грунтовые и поверхностные воды, поступающие к границам массива, могут далее путем горизонтальной фильтрации и поверхностным потоком поступать ко всем точкам болотного массива, участвуя таким образом в той или иной мере в питании растительного покрова на всех участках территории болотного массива. При этом, в случае наличия напорных грунтовых

---

<sup>1</sup> Под индексом сухости  $R_x$  подразумевается отношение средней годовой суммарной радиации к средней годовой затрате тепла на испарение годовой нормы осадков.

вод, последние могут поступать на болотный массив не только по его границам, но и выходить из подстилающих водоносных горизонтов в торфяную залежь по всей его территории.

Во второй фазе, когда рельеф болота ровный и представляет собой плоскую поверхность, отметки которой совпадают с отметками границы массива с минеральными почво-грунтами, в балансе водного питания болотного массива в целом могут сохраняться все те же составляющие, однако распределение воды от различных источников питания по территории массива будет уже другим и отличным от такового в первой фазе. Очевидно, что поверхностные воды, стекающие к границам массива, и безнапорные грунтовые воды, выклинивающиеся из водоносных слоев впадины по периферии массива, в этом случае уже не будут поступать на всю территорию массива вследствие отсутствия уклонов. Они будут концентрироваться в основном на периферии массива, поступая к центру массива лишь в незначительных количествах, которые компенсируют разницу с количеством атмосферной влаги, выпадающей непосредственно на поверхность болота. Таким образом, при отсутствии выхода напорных грунтовых вод в торфяную залежь различные участки болота во второй фазе будут иметь неоднородное по химическому составу и минерализации воды питание, что соответственно отразится в большей дифференциации и неоднородности растительного покрова на различных его участках.

В третьей фазе вследствие выпуклого рельефа и превышения всеми точками поверхности болота отметок ее на границе с суходолами участие поверхностноприточных и безнапорных грунтовых вод в питании массива (см. стадию *Б* фазы III на рис. 4 б) либо совсем исключается, либо ограничивается только узкой полосой на границе торфяной залежи массива с минеральными землями, где отметки поверхности болота ниже отметок окружающих суходолов и уклон ее равен нулю (см. рис. 4 б, символ «*К*» на стадии *А* фазы III и рис. 4 а). Таким образом, в третьей фазе может иметь место наибольшая дифференциация растительного покрова на болотном массиве, даже по экологическим типам ее: от евтрофной, т. е. наиболее требовательной к условиям водно-минерального питания, растительности на границе болота с минеральными почвами, до резко олиготрофной, т. е. совсем нетребовательной к условиям питания, на всей остальной части болотного массива, водное и минеральное питание которой осуществляется только за счет атмосферных осадков.

Очевидно, что наиболее однородные экологические условия для болотной растительности складываются в первой фазе развития, когда болотный массив обычно занят полностью евтрофными или мезотрофными растительными группировками. Вторая фаза по степени экологической дифференциации растительности занимает промежуточное положение. Для нее характерно появление на болотном массиве сочетаний евтрофных и мезотрофных растительных группировок, либо мезотрофных и олиготрофных, с уменьшением обычно трофности от периферии к центру болотного массива.

Ход развития массива из первичного очага заболачивания, при котором смена евтрофной растительности на мезотрофную и затем мезотрофной на олиготрофную происходит вначале в центральных частях массива, а затем уже распространяется на периферию, называется центрально-олиготрофным ходом развития. Этот процесс развития массивов из первичных очагов заболачивания наиболее распространен [20, 39]. Различают также другой ход развития массивов: периферически-олиготрофный, встречающийся в тех случаях, когда заболачивание и процесс накопления торфа идет в долинах и вытянутых понижениях, по тальвегу которых протекают ручьи и реки.

В этом случае полоса болота, примыкающая к ручью, имеет меньшую скорость торфонакопления и лучшие условия естественного дренажа и водно-минерального питания, благодаря чему здесь дольше всего сохраняется евтрофная или мезотрофная растительность. Переход из первой фазы вогнутого рельефа во вторую фазу и затем в третью здесь выражается в том, что по обе стороны от ручья рельеф массива может меняться из вогнутого в ровный и затем в выпуклый, но с сохранением общего уклона поверхности в сторону ручья. При этом смена евтрофной растительности на мезотрофную и затем олиготрофную происходит вначале на участках болота, удаленных от русла, а вблизи ручья эта смена происходит позже, когда уже заторфовывается русло и проточность его и дренирующее действие снижается.

Однако следует заметить, что периферически-олиготрофный ход развития можно рассматривать и представлять так же, как образование двух самостоятельно развивающихся массивов, разделенных на ранних стадиях развития руслом потока, а затем по мере заторфовывания русла сливающихся между собой. В результате образуется сложный рельеф, состоящий из двух выпуклостей и понижения между ними на месте бывшего ручья, занятого обычно проточной топью.

Рассмотренные три основные фазы в развитии изолированного болотного массива характеризуют, как мы видели, те периоды, в которые существенно менялся рельеф болота и изменялись условия его водного питания. В пределах каждой фазы современными исследователями болот [23, 24, 39] выделяются различные последовательные стадии в развитии болотных массивов, отличающиеся разными растительными группировками, закономерностями распределения их по территории болотного массива и различной формой рельефа. Так как флористический состав и структура растительных сообществ отражают соответствующие свойства среды их обитания, то, как указывалось в п. 1.5, закономерности в распределении различных болотных микроландшафтов на территории болотного массива позволяют судить о водно-физических свойствах и гидрологическом режиме различных частей болотного массива. Они являются одним из важнейших индикаторных признаков для определения фазы и стадии развития болотного массива. Этим признаком также широко пользуются и при изучении гидрологи-

ческих свойств конкретных болотных массивов и при расчетах их водного режима на основе аэрофотосъемки.

Выделение в пределах каждой фазы различных стадий развития болотного массива осуществлено в ряде основополагающих работ по болотоведению Ю. Д. Цинзерлинга [101], Е. А. Галкиной [20, 22, 23], И. Д. Богдановской-Гиенэф [8] и др., а также в работах ряда зарубежных исследователей, в особенности Скандинавской школы.

На основании этих исследований можно сделать некоторый общий вывод: прохождение той или иной стадии развития в пределах каждой фазы в значительной мере зависит от конкретных геоморфологических условий места образования и развития болотного массива. Поэтому для каждой характерной в геоморфологическом и климатическом отношении области наблюдаются и типичные для нее последовательности, в сменах стадий развития болотных массивов и формирование отличительных черт каждой стадии. Однако для наиболее распространенных типов равнинных территорий (в пределах умеренного климата) сохраняются более или менее одни и те же типичные формы рельефа первичных очагов заболачивания. Благодаря этому в течение каждой фазы изолированные болотные массивы проходят через ряд стадий, обладающих вполне устойчивыми и хорошо выраженными общими чертами в закономерностях распределения по территории болотного массива различных типов болотных микроландшафтов.

В соответствии с этим изолированные болотные массивы, образующиеся из одного первичного очага заболачивания и обладающие на каждой стадии своего развития вполне определенными закономерностями размещения по их территории болотных микроландшафтов различных типов, называются *болотными мезоландшафтами*. При этом под структурой болотного мезоландшафта следует понимать закономерность размещения на его территории и типы составляющих его болотных микроландшафтов (рис. 5).

Наиболее яркое выражение подход к изучению болот, как сложных природных образований, нашел в работах Е. А. Галкиной и ее школы [20, 22, 23, 53, 54, 66 и др.], посвященных исследованию болотных ландшафтов и их классификации с применением аэроаэрозольных методов исследования, и широко использован в современных работах по гидрологии болот [26, 36, 37, 38, 39]. При этом следует заметить, что источники и баланс водного питания болотных мезоландшафтов, непосредственно связанные с формой первичного рельефа мест их образования, фазой и стадией развития массива, являются тем главным и все время меняющимся в процессе торфонакопления фактором, который определяет последовательность смен болотных микроландшафтов и закономерности их распределения в болотных мезоландшафтах. Последовательная смена растительного покрова определяет и соответствующую последовательность в отложениях различных видов торфа в стратиграфических разрезах торфяных залежей болотных массивов. Это обстоятельство сближает позиции геоморфологического

подхода к классификации торфяных залежей болот [95] с ландшафтногенетическим подходом [22]. Нетрудно заметить, что понятие «болотный мезоландшафт» вполне идентично понятию «урочище» в общей классификации ландшафтных физико-географических единиц. Поэтому термин болотный мезоландшафт может заменяться также равносильным ему по значению термином *болотное урочище*.

Под болотным *макроландшафтом* понимают такой болотный ландшафт, который образовался путем слияния нескольких вначале изолированных болотных мезоландшафтов, представлявших

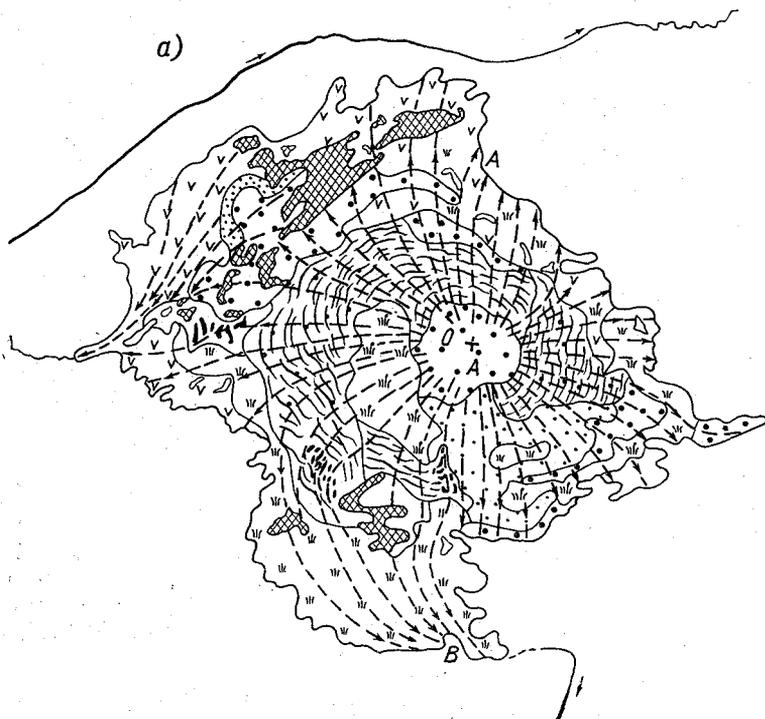
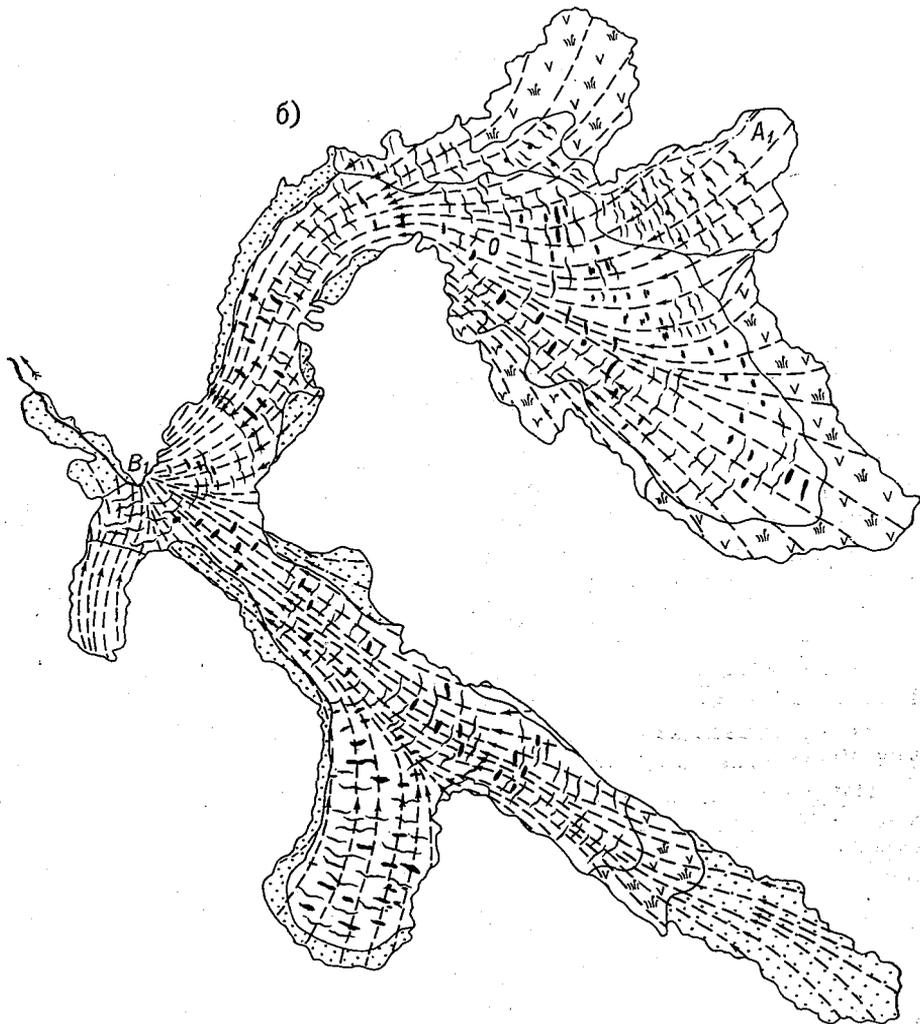


Рис. 5. Примеры структуры болотных мезоландшафтов центрально-олиготрофного (а) и периферически-олиготрофного (б) хода развития.

Усл. обозначения см. на рис. 7.

до определенных стадий развития болотные массивы, развивавшиеся из одного первичного очага заболачивания. Таким образом, болотный макроландшафт представляет собой сложный болотный массив (по И. Д. Богдановской-Гиенэф, [8]), состоящий из нескольких слившихся простых болотных массивов. Поэтому болотный макроландшафт называют также системой простых болотных массивов или, для краткости, просто — системой болотных массивов [39, 88].

Исследования болотных макроландшафтов различных районов Евразии, отличающихся по современной орографии и геологическому строению, показывают, что среди этих весьма сложных болотных образований необходимо также различать разные их типы,



отражающие при одинаковых или близких климатических условиях особенности морфологии обширных географических районов. Если ход развития простых болотных массивов и представляющие их типы мезоландшафтов зависят от рельефа первичных очагов заболачивания, то различные типы систем болотных массивов и представляющие их макроландшафты связаны уже с более крупными формами рельефа местности и, в частности, отражают

закономерности в повторениях и сочетаниях малых форм рельефа на обширных междуречных пространствах, формы и размеры речных долин и их строение, структуры речных систем, а также очертания в плане этих территорий и общие уклоны местности в том или другом направлении. Надо также учитывать, что болотные макрорландшафты могут образовываться от слияния болотных мезоландшафтов, которые в период соединения находятся на разных стадиях и даже в разных фазах развития и которые в период слияния находились в одинаковой фазе на близких стадиях развития. Это обстоятельство также отражается на современной структуре болотных макрорландшафтов.

Кроме того, болотные мезоландшафты, образовавшие систему, могли иметь либо один и тот же ход развития (центрально-олиготрофный, периферически-олиготрофный или смешанный), либо различные ходы развития, когда часть системы образовалась, например, из мезоландшафтов центрально-олиготрофного, а другая часть — из мезоландшафтов смешанного хода развития.

Таким образом, в общем случае тип системы болотных массивов или тип болотного макрорландшафта необходимо определять по двум главным признакам: 1) *фазам и стадиям развития мезоландшафтов, при которых происходило их соединение*, и 2) *по ходу развития мезоландшафтов, образовавших систему*. В соответствии с этим можно различать четыре основных типа макрорландшафтов:

1) макрорландшафты, однородные по ходу развития образовавших их мезоландшафтов и стадиям их развития;

2) макрорландшафты, однородные по ходу развития и неоднородные по стадиям развития мезоландшафтов;

3) макрорландшафты, неоднородные по ходу развития и однородные по стадиям развития образовавшихся мезоландшафтов;

4) макрорландшафты, неоднородные по ходу и стадиям развития образовавших их мезоландшафтов.

Изучение аэроназемными методами крупных систем болотных массивов, структуры представляющих их макрорландшафтов и строения торфяных залежей показало, что в тех случаях, когда образование систем болотных массивов происходило на ранних стадиях развития вошедших в систему мезоландшафтов, в современной структуре макрорландшафтов не обнаруживается ясно выраженных черт слившихся мезоландшафтов, так как в этом случае, после соединения первичных массивов, система их долгое время развивалась как единый сложный болотный массив. В тех случаях, когда мезоландшафты соединялись в систему на поздних стадиях развития, в современной структуре макрорландшафтов ясно прослеживаются структурные формы образовавших их мезоландшафтов. На рис. 6 и 7 представлены примеры систем болотных массивов. Система на рис. 6 сохранила все основные признаки в структуре растительного покрова образовавших ее мезоландшафтов, которые сливались на стадиях развития выпуклых форм с гряdomочажинными микрорландшафтами.

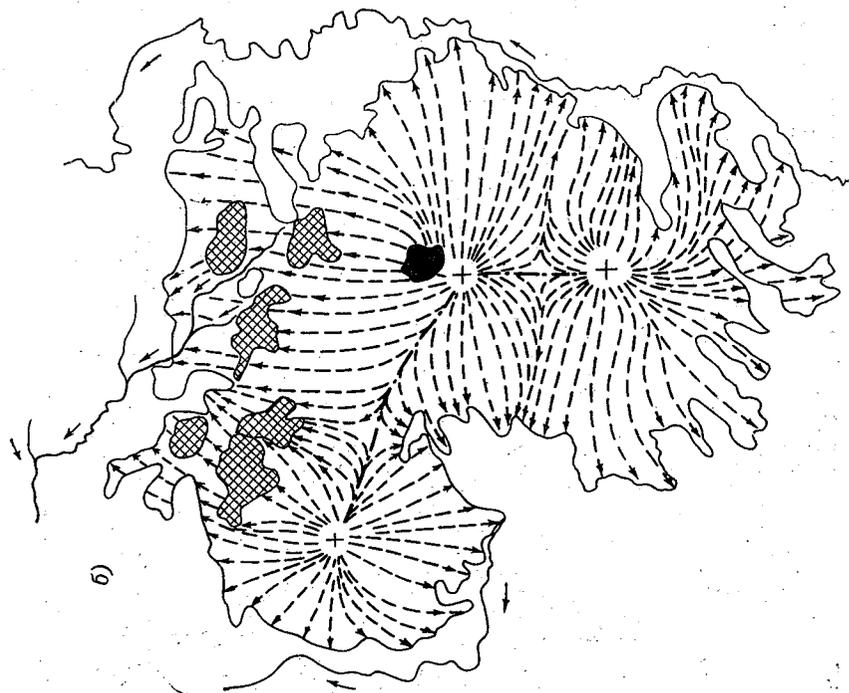
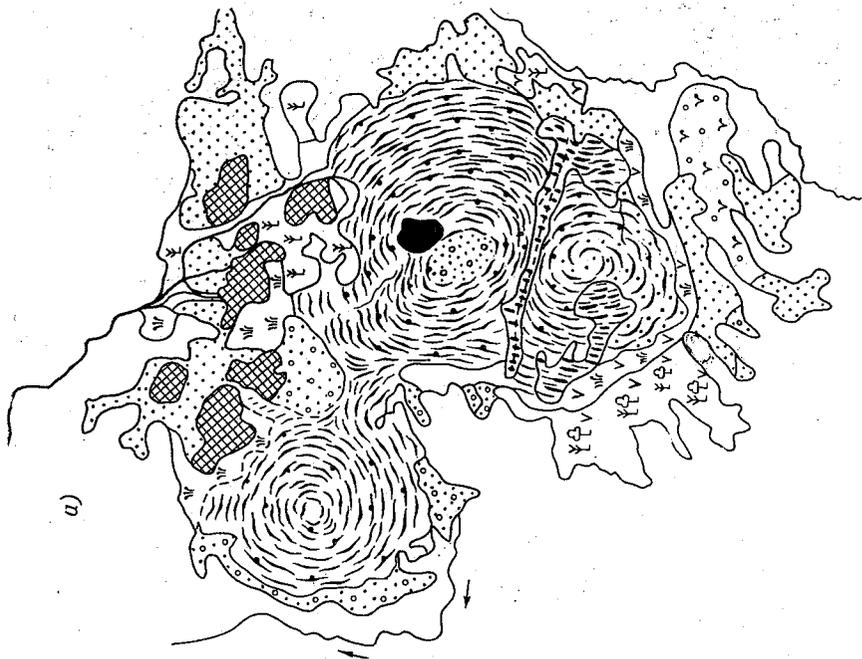


Рис. 6. Пример болотного макрорандшафта, однородного по ходу и стадиям развития составляющих его мезоландшафтов.  
Усл. обозначения см. на рис. 7.

В структуре же макроландшафта системы на рис. 7 нет возможности определить признаки образовавших ее мезоландшафтов и выделить их. Чтобы определить, на каких стадиях происходило

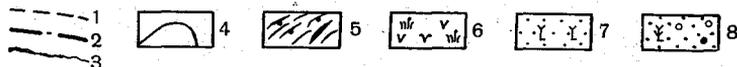
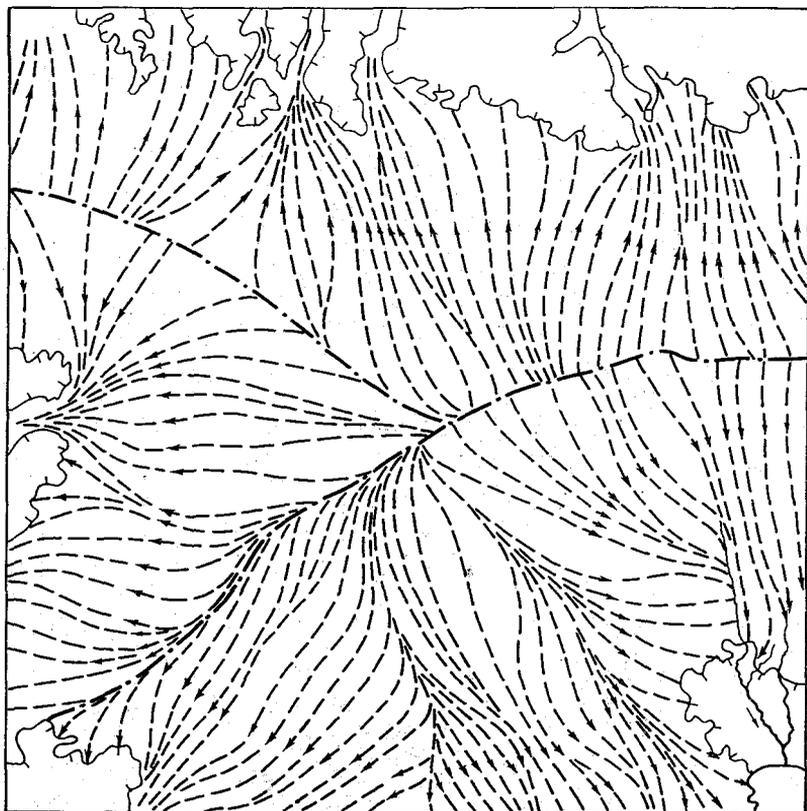


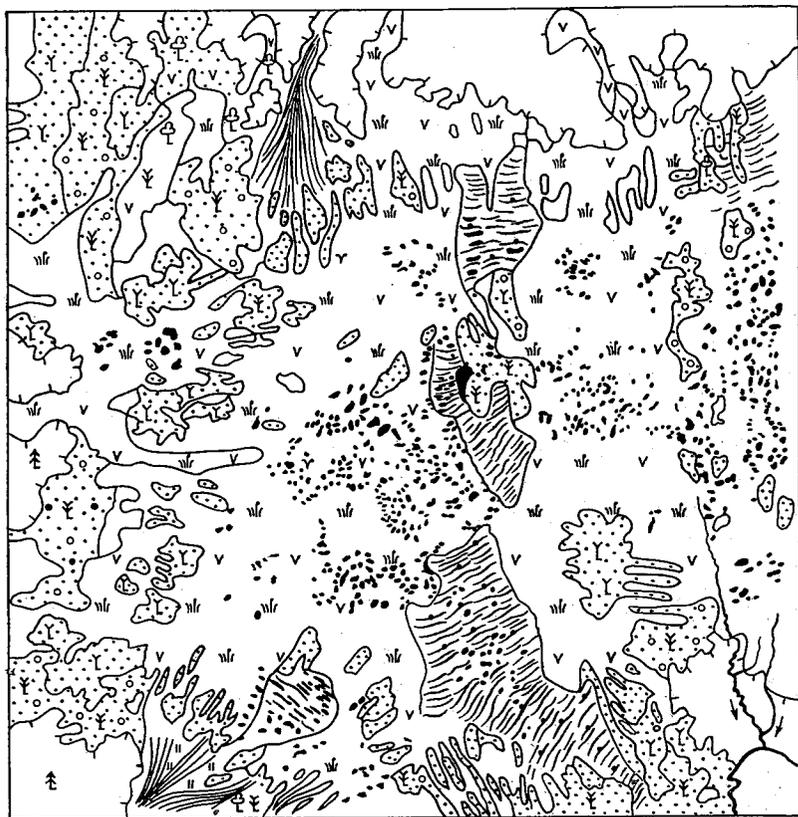
Рис. 7. Пример водораздельного болотного макроландшафта, образо  
(в первой или

1 — линия стекания, 2 — внутриболотный водораздел, 3 — ручьи и реки, 4 — шафты ленточногрядовой структуры, 5 — микроландшафты сфагново-пушицево-кустарничковые микроландшафты, 6 — сосново-кустарничковые, 7 — грядово-болотной системы (по нулевой глубине торфяной залежи), 8 — острова среди кроланд

образование такой системы, необходимо анализировать стратиграфические разрезы торфяной залежи.

Ранее уже упоминалось, что при очень ровном рельефе обширных и плоских междуречных пространств, характерных, например, для северной части Западно-Сибирской низменности или для северных районов Европейской территории Союза, заболачивание с самого начала могло происходить сразу на обширных площадях

без выраженных первичных очагов заболачивания. В этом случае четко выраженных котловин или депрессий, которые бы служили первичными очагами заболачивания, может не быть. Такие болот-



вавшегося от слияния мезоландшафтов на ранних стадиях развития второй фазе).

границы болотных микроландшафтов, 5 — грядово-мочажинные микроландкустарничковой и сфагново-пушицево-осоковой групп, 7 — сфагново-сосново-озерные (неориентированные), 10 — сфагново-осоковые топяные, 11 — границы болотных систем с минеральным грунтом, 13 — сосново-березово-осоковые мшафты.

ные массивы, имеющие огромные размеры и площади, измеряемые тысячами, десятками и даже сотнями тысяч квадратных километров развивались сразу, как единые системы, путем одновременного заболачивания и торфонакопления на всей площади и без образования вначале изолированных мезоландшафтов. Тем не менее такие массивы нельзя считать мезоландшафтами ни по их размерам, ни по сложности структуры и размещению на них

микрорландшафтов. Их также следует относить к макроландшафтам, но с иным ходом развития. Такие макроландшафты своей структурой сразу отражают крупные формы рельефа, определяющиеся строением современной речной сети и ее дренирующей способностью. Примером таких крупнейших болотных макроландшафтов может служить все Сургутское Полесье, охватывающее территорию к югу от линии Сибирских увалов до широтного участка р. Оби, левобережье Назыма и низовья Ваха. Другим примером подобного гигантского макроландшафта являются болота Обь-Иртышского водораздела, представляющие по существу единый болотный массив, охватывающий все бассейны и водоразделы рек, органические с запада Иртышом, с севера и востока Обью, а с юга северной границей Барабинской низменности. Аналогичные по размерам макроландшафты встречаются в бассейне Конды, к востоку от среднего течения Оби и во многих других районах суши северного полушария в пределах умеренного пояса.

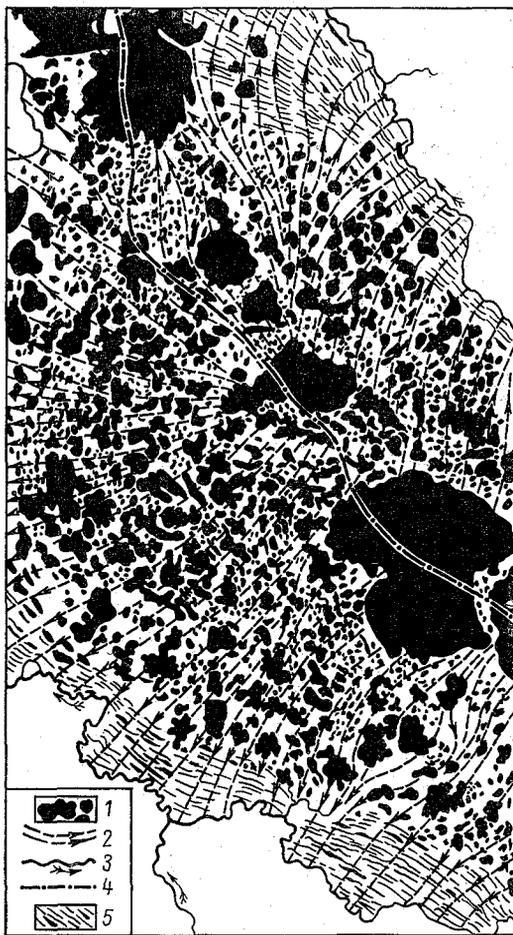


Рис. 8. Фрагмент болотного макроландшафта, представляющего крупнейшую болотно-озерную систему.

1 — внутриболотные озера среди микрорландшафтов сфагново-сосново-кустарничковой, сфагново-пушицевой и грядово-мочажинной групп, 2 — линии стекания, 3 — реки, ограничивающие систему, 4 — линии водораздела, 5 — грядово-озерные микрорландшафты ленточногрядовой структуры.

На рис. 7 и 8 представлена структура отдельных фрагментов таких болотных макроландшафтов, которая показана лишь путем выделения основных типов групп болотных микрорландшафтов.

### 1.7. Классификация болот

В предыдущих разделах были кратко рассмотрены основные причины образования и закономерности формирования болотных

массивов различной сложности строения. Однако количественные зависимости и уравнения, описывающие связи между водным режимом болот и строением болотных массивов, лежащие в основе теории гидрологических расчетов, должны учитывать природные биофизические свойства болот в более конкретных формах, поддающихся математическому описанию. В этом отношении вопрос о классификации болот и методах подхода к ней играет весьма существенную роль.

В настоящее время существует множество различных предложений и подходов к классификации болот. Разными исследователями в зависимости от цели изучения болот и их определения как природного объекта болота разделялись: по типу и флористическому составу растительного покрова (чисто ботанические классификации), по условиям водного питания болот (так называемые гидрологические классификации), по типам и строению торфяной залежи (торфоведческий подход), по условиям начального происхождения болот (водного и суходольного), по приуроченности болот к различным элементам рельефа поверхности суши (геоморфологические классификации) и т. д. Каждое такое разделение болот по указанным признакам представляет как бы свою особую классификацию.

Однако, с научной и инженерной точек зрения, подобные подходы к классификации болот односторонни и не могут отражать все многообразие их свойств, как сложных природных образований. Поэтому все классификации, разделяющие болота лишь по каким-либо отдельным признакам, как правило, не могут удовлетворить разнообразным требованиям инженерной практики и имеют ограниченное научное применение.

Для того чтобы понятие «тип болота» содержало в себе максимум полезной информации о свойствах данного болота и могло использоваться при решении разнообразных конкретных научных и инженерных задач, необходимо исходить из генетического принципа, т. е. из рассмотрения наиболее важных сторон биофизического процесса зарождения и развития болотных массивов, обусловивших их современное состояние, структуру и свойства.

Поскольку основным индикатором биофизических свойств болот является их растительный покров и сочетание его с различными формами обводненности поверхности болотных массивов, то естественно, что наиболее общим и плодотворным подходом к классификации болот как природных образований, является выделение различных типов болот по ландшафтному принципу. Этот подход позволяет путем изучения структуры поверхности и растительности болот выделить ландшафтные болотные таксономические единицы, охватывающие максимум признаков и информации о свойствах болота в выделяемых типах.

Кроме этого необходимо помнить, что классификация не должна быть статичной, т. е. такой, когда появление или открытие какого-либо нового свойства или необходимость включения какой-либо новой характеристики объекта делает уже непригодными

выделенные категории и приводит к необходимости разработки новой классификации.

Таксономические единицы и вся классификация должны строиться таким образом, чтобы в них имелась широкая возможность для включения новой информации о свойствах объекта без изменений основных принципов классификации. В этом отношении генетический принцип также является наилучшим, поскольку выделяемые при таком подходе классификационные категории не ограничиваются строго определенным числом признаков.

Наконец, всякая классификация, для того чтобы она имела широкое практическое применение, должна находиться в соответствии с современными методами изучения природного объекта и учитывать их возможности. Для исследования болот и получения информации об их свойствах, как и для исследования других природных образований на поверхности земли, современным средством является аэрофотосъемка. Поэтому общая классификация болот должна обязательно содержать признаки, хорошо отражающиеся на аэрофотоснимках, и использовать ландшафтный принцип, т. е., опираясь на изученные и известные нам связи между структурой современных болотных ландшафтов, их физическими свойствами и условиями развития болот, давать возможность использовать информацию, получаемую по аэрофотоснимкам, для решения практических инженерных задач.

Этим требованиям наилучшим образом удовлетворяют ландшафтно-генетические схемы классификации болот, которые рассматривают различные структуры болотных ландшафтов и выделяют в них таксономические единицы как отражение соответствующих стадий и фаз развития болотных массивов и торфонакопления в различных геоморфологических условиях. Развитие в уже упоминавшихся работах Е. А. Галкиной и ее учеников и широко использованные в современных гидрологических исследованиях болот [26, 37, 39], эти классификации в качестве основной болотной единицы выделяют тип болотного мезоландшафта<sup>1</sup>. Как

<sup>1</sup> При этом нельзя согласиться с мнением некоторых исследователей [10], что в классификации болотной растительности (болотных фитоценозов) существует два направления: одно (Г. И. Танфильев, В. С. Доктуровский, В. Н. Сукачев, Р. И. Аболин, С. Н. Тюремков и др.) принимает за основу разделения болотных фитоценозов их экологию и разную требовательность растений к среде обитания (трофность среды; низинная, переходная, верховая растительность), другое (Ю. Д. Цинзерлинг, Д. К. Зеров, И. Д. Богдановская) — за основу деления болотных фитоценозов принимает жизненные формы растений и выделяет лесные, травяные, моховые и другие типы или ряды. Эти два подхода к разделению болот касаются лишь различных сторон их как сложных природных образований. Если первый подход обращает внимание в первую очередь на различную среду обитания растений, которая определяется геоморфологическими условиями места залегания болот, стадиями развития их и, как следствие этих двух условий, водно-минеральным питанием, то второй подход, классифицируя по жизненным формам растительности, по существу представляет классификацию уже не болот (как природные объекты), а лишь болотных фаций, т. е. элементарных физико-географических единиц, из которых складывается любое конкретное болото, так как любой конкретный болотный массив может заключать в себе различные фации с растительностью различных жизненных форм. Это обстоятельство хорошо

уже говорилось в п. 1.6, болотный мезоландшафт отражает как морфологию места образования болотного массива, условия водного питания его на разных стадиях развития, тип и структуру растительного покрова, так и физические свойства деятельного горизонта болотного массива через размещение на его территории разных типов болотных микроландшафтов. В равной степени болотный макроландшафт, как более сложное образование, возникающее в результате соединения в процессе развития нескольких или большого числа болотных мезоландшафтов, характеризуется также определенными типами и закономерностями размещения болотных микроландшафтов, обладающими соответствующими физическими свойствами деятельного горизонта. Отсюда следует, что ландшафтно-генетическая классификация болот должна состоять из четырех звеньев:

1) геоморфологического звена, представляющего собой разделение болот по их приуроченности к элементам рельефа (служащим местом расположения болотных массивов) и по связанным с ними: формам рельефа поверхности и очертаниям в плане болотных массивов, составляющим водного питания и направлению стекания вод с болотных массивов;

2) рядов типов болотных мезоландшафтов для каждого типа места образования болотных массивов, представляющих собой *последовательные* стадии развития изолированного болотного массива из одного первичного очага заболачивания (см. рис. 9);

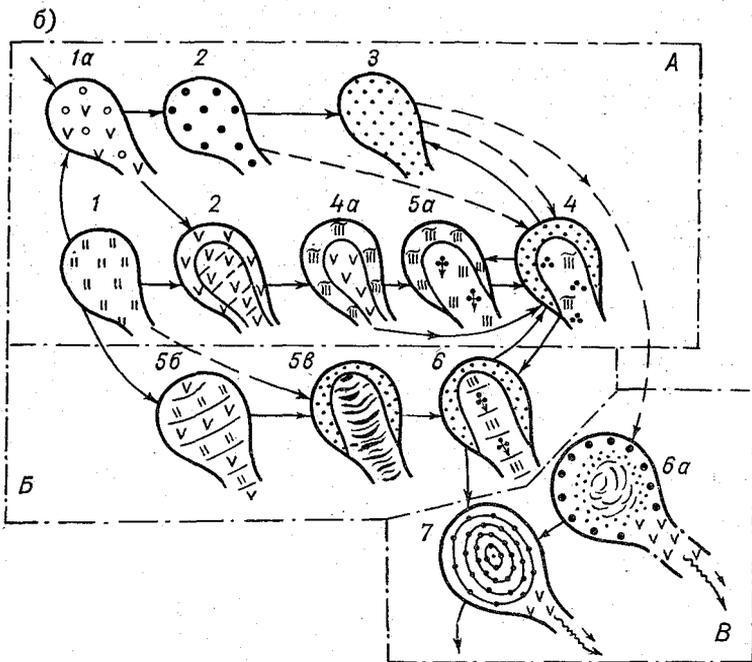
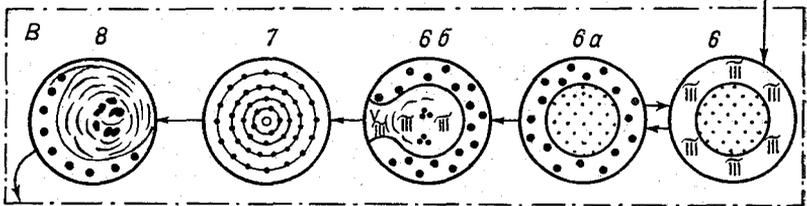
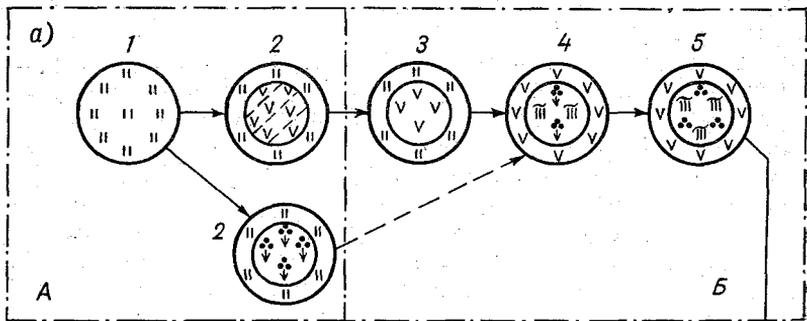
3) рядов типов болотных макроландшафтов, отражающих в своей структуре крупные морфологические особенности строения заболоченной территории и условия слияния первичных изолированных болотных массивов в системы (примеры на рис. 7, 8);

4) классификации болотных микроландшафтов (фаций) по экологическим условиям, жизненным формам и флористическому составу растительности (табл. 2), представляющих собой элементарные единицы структуры мезо- и макроландшафтов.

Объединяя первые три классификационных звена в единую схему, ландшафтно-генетическую классификацию болот логично представить в форме табл. 3.

Таким образом, для каждого конкретного типа болотного мезоландшафта и макроландшафта свойственно свое вполне характерное сочетание болотных микроландшафтов, т. е. «набор» типов их, и определенная закономерность в расположении на территории мезоландшафта или макроландшафта. При этом в классификации остаются неограниченные возможности для добавления в нее новых типов (пока еще неизвестных) болотных мезоландшафтов или макроландшафтов, а также для большей или меньшей дифференциации отдельных стадий их развития для усовершенствования и увеличения дифференциации типов болотных микроландшафтов

отражается в классификации болотных микроландшафтов (табл. 2), где по вертикали располагаются различные условия водно-минерального питания растительного покрова, а по горизонтали — различные жизненные формы растительности, представляющие болотные микроландшафты.



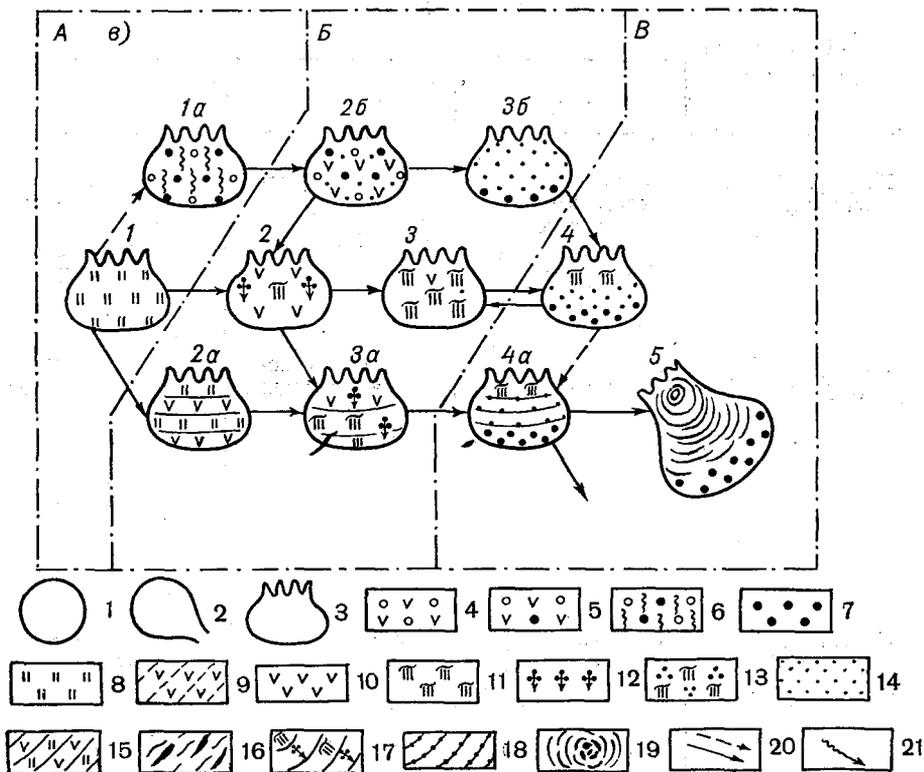


Рис. 9. Схема структур последовательных стадий развития мезоландшафтов класса I (а), класса III (б), класса V (в) (по Е. А. Галкиной).

1, 2, 3 — типичные схематические формы очертания мезоландшафтов соответственно классов I, III, V; 4—19 — болотные микроландшафты (фазии) различных типов: 4 — березово-черноольховый или березовый мозаичной структуры; 5 — березово-осоковый или березово-сосново-осоковый; 6 — березово-сосново-тростниковый; 7 — сосново-кустарничково-сфагновый (или с моховым покровом из сфагнумов и лесных мхов); 8 — травяные (тростниковые, ваховые, хвощевые, осоковые) однородной структуры; 9 — гипново-травяные (гипново-осоковые) однородной структуры; 10 — осоково-сфагновые однородной структуры; 11 — пушицево-сфагновые пятнистой структуры; 12 — шейхериево-сфагновые пятнистой структуры; 13 — пушицево-кустарничково-сфагновый, облесенный сосной (формы Литвинова) пятнистой структуры; 14 — сосново-сфагновые пятнистой структуры; 15 — комплексный (злаково-осоковый или осоковый на низких грядах и изрезанно травяной в мочажинах); 16 — комплексный (гряды сосново-кустарничково-сфагновые, мочажины водорослево-редкотравные); 17 — комплексный (гряды пухляково-сфагновые или кустарничково-пушицево-сфагновые, мочажины сфагново-шейхериевые); 18 — комплексный (гряды сосново-кустарничково-сфагновые, мочажины сфагново-шейхериевые); 19 — комплексный регрессивный (повышения микрорельефа 1-го порядка лишайниково-сфагновые, мочажины печеночниковые, иногда с единичными экземплярами пухляково-дернястого); 20 — возможные последовательности перехода мезоландшафта одной структуры в другую (смен стадий развития); 21 — направление руслового стока вод; А, Б, В — соответственно фазы I, II и III (см. общую схему ландшафтно-генетической классификации болот).

## Классификация болот

Экологический тип растительности	Болотные		
	лесная	травяно-лесная	мохово-лесная
Евтрофный (ни- зинный)	Ольшаниковые Березовые Ельниковые Сосновые Ивняковые	Древесно-осоко- вые  Древесно-тростни- ковые	Древесно-осоко- во-гишновые  Древесно-осоко- во-сфагновые
Мезотрофный (переходный)	Древесные переходные	Древесно-осоко- вые переходные	Древесно-сфаг- новые переход- ные
Олиготрофный (верховой)	Сосново-кустар- ничковые	Сосново-пушице- вые	Сосново-сфаг- новые

## ных микроландшафтов

формации			
травяная	травяно-моховая	моховая	комплексные
Хвощевые Тростниковые Тростниково-осо- ковые Осоковые	Осоково-гипно- вые низинные Осоково-сфагно- вые низинные	Гипновые низин- ные Сфагновые низин- ные	Грядово-мочажин- ные с автрофным типом раститель- ности на грядах и в мочажинах
Шейхцериевые переходные Осоковые пере- ходные	Сфагново-осоко- вые переходные	Гипновые пере- ходные Сфагновые пере- ходные	Аапа-комплексы (грядово-моча- жинные с раз- личным экологи- ческим типом растительности на грядах и в мочажинах)
Пушицевые	Сфагново-пуши- цевые	Сфагнум-фуско- вые Сфагново-кустар- ничковые, обле- сенные сосной	Грядово-мочажин- ные с олиготроф- ным типом рас- тительности на грядах и в моча- жинах  Грядово-озерково- мочажинные  Грядово-озерко- вые  Озерково-моча- жинные  Островково-моча- жинные

Общая схема ландшафтно-генетической классификации болот

Геоморфологические условия залегания		Ландшафтно-генетическая структура болотных массивов					
в макро- рельефе	в мезорельефе	болотные мезоландшафты (урочища)		болотные макроландшафты			
		классы мезоландшафтов по приуроченности к первичным морфологическим очагам заболачивания	число типов по выделенным стадиям развития и ход развития	однородные по ходу развития	неоднородные по ходу развития	однородные по фазам развития	неоднородные по фазам развития
На водораздельных междуречных простран- ствах	Водораздельные, плакор- ного залегания	Представлены только болотными ма- кроландшафтами	11, ЦО	РС, ПС	РС, ПС	РС, ПС	РС, ПС
	Водораздельно-склоно- вые, плакорного зале- гания						
	Котловинного залегания						
		Замкнутых котловин (I)	11, ЦО				
		Сточных котловин (III)	12, ЦО				
		Сточных логов (IIб)	16, ПО				

Представлены только болотными ме-  
золандшафтами

в речных долинах, приозерных впадинах и котловинах

Террасные и притеррасные, склоновые	Проточных котловин (IV)	5, С			
	Проточных логов (IIa)	16, ПО			
	Пологих склонов (Vб)	С, ЦО			
	Подножий склонов (Va)	11, С, ЦО			
	Дельтовых (VIII)	3, С, ЦО	РС, ПС	РПС	РС, ПС
Пойменного залегания и речных плесов	Приозерных и речных пойм (VII)	ПО, ЦО			
	Речных плесов (VI)	ПО			
Болота староречий	Старичных (IX)	Ход не установлен			

Примечание 1. Болотные макроландшафты, образовавшиеся от слияния мезоландшафтов на ранних стадиях развития, обозначены РС, на поздних — ПС, на равнинных и поздних — РПС; центрально-олиготрофный ход развития обозначен ЦО, периферически-олиготрофный — ПО, смешанный — С.

2. Число типов по выделенным стадиям развития и ход развития приняты по схеме Е. А. Галкиной [23].

без изменения и нарушения основных принципов классификации. В этом заключается, прежде всего, практическое и научное достоинство ландшафтно-генетической классификации болот в отличие от частных классификационных схем.

Вторым исключительно важным достоинством классификации является то, что она позволяет сразу связать выделяемые ландшафтные таксономические единицы (типы микро-, мезо- и макроландшафтов) и их структуру с динамикой и балансом их водного питания; тем самым установить количественную связь структуры болотных ландшафтов и растительного покрова болот с важнейшими экологическими факторами.

Из рис. 9 видно, что ряды различных стадий развития мезоландшафтов представляются последовательными схемами размещения на территории мезоландшафта различных болотных микроландшафтов. Формы очертания границ мезоландшафтов схематически воспроизводят типичную форму изолированных болотных массивов, развивающихся в данных геоморфологических условиях. Ниже мы увидим, что для гидрологических расчетов и анализа общих связей физических свойств болот с типом и составом растительного покрова такая схематизация, но основанная уже не на качественном, а на количественном анализе, оказывается совершенно необходимой и весьма эффективной для решения ряда научных и практических проблем.

### **1.8. Структура болотных ландшафтов и ее исследование по материалам аэрофотосъемки**

Под структурой любого конкретного болотного массива будем понимать количество, типы, размеры и взаимное расположение входящих в болотный массив мезоландшафтов и водных объектов, если болотный массив представляет собой болотный макроландшафт, т. е. образован несколькими мезоландшафтами. Частным случаем структуры болотного массива является болотный массив, представленный только одним мезоландшафтом (см. рис. 5).

Под структурой болотного мезоландшафта соответственно будем понимать количество различных типов, размеры площадей, форму очертания в плане и взаимное расположение образующих его болотных микроландшафтов и водных объектов.

В п. 1.5 уже было рассмотрено и определено понятие болотного микроландшафта (болотной фации) как наименьшей территориальной географической единицы болотных образований, в пределах которой имеет место одинаковая структура фитоценозов и все связанные с ней физические свойства среды. Для того чтобы экспериментальные данные исследований физических свойств растительного покрова и торфяной залежи могли служить основой для изучения гидрологических процессов и расчетов водного и теплового режима болот как природных объектов, необходимо обеспечить выполнение двух условий: 1) экспериментальные данные должны быть представлены в виде функциональных или статистических

зависимостей, относящихся к определенным типам болотных микроландшафтов и их структурным элементам; 2) типы болотных микроландшафтов, составляющие болотные мезо- и макроландшафты, должны достаточно быстро и возможно более точно определяться с помощью того или иного способа для любого конкретного болотного массива. Выполнение этих условий дает возможность строить теоретическую схему анализа и расчетов водного режима болот на биофизической основе.

В современных условиях наиболее совершенным и объективным путем исследования структур географических природных объектов является применение аэрофотометодов [92]. При этом теоретические основы и методы географического дешифрирования в настоящее время разработаны уже настолько, что могут служить главным источником не только качественной, но и количественной информации о природных объектах и процессах.

Получение для гидрологических расчетов, в частности для расчетов стока с болот, всей необходимой количественной и качественной информации по аэрофотоснимку было обосновано еще в конце 40-х — начале 50-х годов [21, 37, 50]. В ряде последующих работ [26, 39, 40, 88, 96] были развиты методы гидрологических расчетов и обобщений, основанные на использовании полученных экспериментальных гидрофизических характеристик в сочетании с применением аэрофотосъемки. Дальнейшее усовершенствование и повышение точности расчетов водного режима болот зависит в равной степени как от накопления соответствующих экспериментальных данных, так и от дальнейшего усовершенствования методов получения необходимой информации с аэрофотоснимков болот при условии обязательной увязки новых экспериментальных данных с типами и структурой болотных микроландшафтов, прямо или косвенно определяемых по аэрофотоснимкам.

Таким образом, в задачу дешифрирования и обработки аэрофотоснимков болотных массивов применительно к гидрологическим расчетам и исследованиям входит:

1) получение наглядной и полной информации о структуре конкретных болотных массивов и типах составляющих их мезоландшафтов и микроландшафтов для привязки к их структурным элементам результатов наблюдений и определений физических характеристик торфяной залежи и растительного покрова;

2) получение необходимой информации о структуре не изучавшихся наземными способами болотных массивов, на которые должны распространяться уже известные физические характеристики, измеренные на других болотных массивах;

3) получение всех данных для определения подобия и возможностей моделирования болотных массивов.

Данные, получаемые с аэрофотоснимка, для расчетов водного и теплового режима неосушенных болот должны содержать следующие сведения:

1) типы болотных микроландшафтов, составляющих данный конкретный болотный массив;

2) расположение различных типов болотных микроландшафтов на болотном массиве и границы их распространения;

3) очертания внутриболотных водотоков (речек и ручьев), и особенно имеющих выходы за пределы внешних границ болотного массива и, следовательно, выносящих часть стекающих с болотного массива вод русловыми потоками за его пределы;

4) очертания внутриболотных водоемов (озер), в том числе имеющих русловой сток за пределы внешних границ болотного массива;

5) очертания внутриболотных топей и их типы.

Все эти сведения наносятся с помощью условных обозначений на план болотного массива (см. примеры на рис. 5—7), который составляется непосредственно по аэрофотоснимку заданного масштаба и имеет одинаковый с ним масштаб. Такие контурные планы с указанием типов болотных микроландшафтов в гидрологии болот получили название типологических планов болотных массивов.

Кроме указанных сведений, как для расчетов стока и водного баланса болотных массивов, так и для исследования генезиса болотных массивов и взаимосвязей биофизических свойств болот с условиями водного питания и влагообмена используется построенная по материалам аэрофотосъемки сетка линий стекания. Последняя представляет собой нанесенную на план болота (или на аэрофотоплан) систему линий, указывающих одновременно направления скоростей течения фильтрующих в залежи и поверхностных болотных вод (см. рис. 5—8) и направления максимальных уклонов поверхности грунтовых вод в любой точке болотного массива. Способы построения сетки линий стекания и используемые для этого прямые и косвенные индикаторы, а также дальнейшее их применение для гидрологических расчетов рассмотрены в п. 2.9.

Опознавание типов болотных микроландшафтов по аэрофотоснимкам, проведение границ их распространения, техника составления типологических планов и соответствующие дешифровочные признаки рассматриваются в специальных пособиях и методических указаниях [64, 96] и не могут быть предметом подробного изложения в настоящей работе.

Данные, снимаемые с аэрофотоснимка для осушенных болотных массивов, относятся главным образом к элементам осушительной сети и тем изменениям, которые произошли на болотном массиве и в окружающем его ландшафте после проведения осушительных мероприятий. Аэрофотоснимки здесь обычно не выступают в качестве средства расчета элементов водного баланса и режима, поскольку условия, создающиеся после осуществления проекта осушения, предусматриваются в проектах и расчетах заранее. Однако использование аэрофотосъемки в данном случае может быть полезным для контроля за состоянием осушенных территорий, соответствием их проектным расчетам и предположениям.

Под структурой болотных микроландшафтов, от которой во

многим зависит методика экспериментальных определений физических свойств растительного покрова и торфяной залежи и которая является главным индикатором целого комплекса гидрологических и физических свойств микроландшафта, подразумевают: видовой состав растений в различных растительных ассоциациях, входящих в фитоценоз микроландшафта, число разных ассоциаций и их расположение в пространстве, связанный с ними тип микрорельефа и характер расположения участков с открытой водной поверхностью. Таким образом, характеристика типа микроландшафта должна включать в себя четыре главных признака: 1) видовой состав растительных ассоциаций или их групп; 2) формы (тип) микрорельефа и размеры его элементов; 3) ориентировку в плане элементов микрорельефа; 4) соотношение площадей, занятых разными элементами микрорельефа и соответствующими им растительными ассоциациями и участками открытой водной поверхности. Состав растительных ассоциаций в наиболее совершенном его выражении для привязки к нему физических характеристик также должен был бы описываться несколькими признаками: количественными соотношениями растений различных видов (соотношением числа экземпляров их и весов растительной массы на единицу площади), плотностью растительного материала на единицу площади (вес всей растительной массы деятельного горизонта на 1 м<sup>2</sup>) и распределением плотности растительного материала по ярусам. Однако в настоящее время эти характеристики практически заменяются более грубым показателем структуры, отражающимся в названии групп растительных ассоциаций. В названии растительных ассоциаций на первое место ставится растение — эдификатор, на второе — доминанты, на третье — кондоминанты. Дополнительно иногда указываются виды растений в группе ассоциаций, которые являются топофильными индикаторами условий среды, в частности водного режима. При этом все микроландшафты нужно разбить на две крупные группы по признаку строения их микрорельефа и степени неоднородности растительного покрова: 1) микроландшафты мозаичной, пятнистой и однородной структуры; 2) микроландшафты комплексные, образованные комплексом резко различных растительных ассоциаций, приуроченных к повышенным и пониженным участкам микрорельефа и часто относящихся к разным формациям. Первые характеризуются кочковатым или слегка волнистым микрорельефом разной степени вертикального развития и с разными размерами повышений и понижений в плане, или совершенно ровной поверхностью сомкнутого мохового или травяно-мохового покрова. При этом растительный покров представлен группой ассоциаций с относительно малой степенью их вариации.

Вторые характеризуются сильно расчлененным микрорельефом, при котором поверхность микроландшафта разбита на крупные по своим размерам повышения (гряды) и понижения (мочажины или озера), площади которых и суммарное покрытие ими могут варьировать в широких пределах. Комплексные микроландшафты, занимающие господствующее положение на болотах лесной,

избыточно влажной зоны, должны быть разделены на две группы: 1) микроландшафты с ориентированным ленточногрядовым рельефом (преобладающие в лесной зоне) и 2) микроландшафты с неориентированным рельефом, имеющие меньшее распространение и представляющие собой главным образом регрессирующие участки болотных массивов.<sup>1</sup>

При этом в обеих группах выделяются грядово-мочажинные и грядово-озерные микроландшафты, хотя принципиального различия в их структуре нет. Последнее однако сделано в целях удобства применения соответствующих расчетных характеристик (см. п. 2.8).

При характеристике типа микрорельефа условно можно принять следующие градации: мелкокочковатый — при размерах кочек и повышений в плане до 50 см; кочковатый — при размерах их в плане от 50 до 100 см, и крупнокочковатый — если размеры преобладающего количества кочек и повышений в плане больше 1 м. В комплексных микроландшафтах, в соответствии с их физическими свойствами, необходимо различать микрорельеф крупных элементов микроландшафта (гряд и мочажин), занятых различными группами ассоциаций, — микрорельеф второго порядка и микрорельеф самого микроландшафта, т. е. размеры, форму и ориентировку составляющих его гряд и озер (мочажин), который назван микрорельефом первого порядка.

---

<sup>1</sup> Участки, на которых из-за переобводнения торфяной залежи и постоянного высокого стояния уровней воды растительный покров гибнет и торфонакопление прекращается.

# ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДИНАМИКИ БОЛОТНЫХ ВОД И ГИДРОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАВИСИМОСТИ

### 2.1. Вводные замечания

Многие общие свойства болот, как природных образований, были кратко рассмотрены в предыдущей главе. При использовании болот в качестве территорий для строительства различного рода инженерных сооружений, промышленного и гражданского строительства, прокладки коммуникаций, путей сообщения, линий электропередач, газопроводов и нефтепроводов, при возведении осушительных систем, эксплуатации сооружений и осушительных сетей и т. п. приходится производить весьма разнообразные по содержанию расчеты водного и теплового режима болот, находящихся как в естественном, так и в осушенном и освоенном состоянии. Большинство практических приемов расчетов основывается на общей теории движения влаги в болотных массивах, их водо- и теплообмена с окружающей средой и экспериментально определяемых значениях физических констант, входящих в общие зависимости.

В болотах, находящихся в естественном состоянии, активной зоной влагооборота и теплообмена служит относительно тонкий верхний слой торфяной залежи вместе с живым растительным покровом и неразложившимся отмершим его скелетом. Этот слой, называемый деятельным горизонтом болота, включает в себя торфогенный слой торфяной залежи и имеет толщины от 7—8 см в травяных низинных микроландшафтах до 60—70 см в моховых верховых микроландшафтах с хорошо развитым микрорельефом.

Все относительно быстро протекающие процессы влаго- и теплообмена в неосушенных болотах связаны с физическими свойствами деятельного горизонта и соответствующим ему растительным покровом. Свойства же основной толщи торфяной залежи, сложенной торфами различной степени разложения и ботанического состава и называемой *инертным горизонтом* (для неосушенных болот), играют в быстро переменных гидрометеорологических процессах второстепенную роль. Физические характеристики инертного горизонта и протекающие в нем процессы влагообмена приходится учитывать лишь при изучении длительных, вековых, процессов и соответствующих им изменений в водном режиме естественных

болот, а также при расчетах средних многолетних значений составляющих водного баланса болот.

Осушение болот включает в активную зону влагооборота значительную часть, а иногда и всю толщу торфяной залежи. Естественный растительный покров, как правило, через известный промежуток времени после начала осушительных работ искусственно удаляется и поверхность болота, в зависимости от вида дальнейшего его использования, представляет собой либо лишенную растительности поверхность торфа, либо преобразованную и занятую различными сельскохозяйственными культурами территорию, либо обработанную поверхность, связанную с технологическими процессами сушки и добычи торфа или с обустройством территорий строительства.

Сам процесс осушения вне зависимости от последующего использования болотного массива, открывая доступ кислорода в более глубокие слои торфяной залежи, вызывает окисление органических веществ и активизирует биохимические процессы разложения торфа на значительную глубину. Таким образом, слои торфяной залежи, попавшие после осушения в зону аэрации, начинают непрерывно изменять свои физические свойства как под влиянием изменяющегося физико-химического состава торфа, так и благодаря действию механических факторов: осадков и уплотнения твердой фазы.

При дальнейшем сельскохозяйственном использовании осушенных болот верхние горизонты торфяной залежи подвергаются действию различных агротехнических мероприятий, что продолжает существенно изменять их физические свойства. Постепенно превращаясь в плодородную почву, верхние слои торфа изменяют физические свойства всей остальной толщи торфяной залежи до минерального грунта.

Таким образом, процесс осушения естественных болот нарушает стабилизацию их свойств, вызывает не только изменение самого механизма и путей перемещения влаги в болотах, но и обуславливает непрерывное изменение их водно-физических характеристик в течение длительного периода времени.

Поэтому, если для естественных болот их основные физические константы, определяющие, в частности, условия движения влаги, являются достаточно стабильными и определяются составом растительного покрова и формируемого им деятельного горизонта и стратиграфией торфяной залежи, то на осушенных болотах физические характеристики торфа под действием многочисленных факторов меняются с течением времени и не являются стабильными. Это обстоятельство в настоящее время вынуждает пользоваться для осушенных болот приближенными осредненными значениями физических параметров, поскольку сложный процесс изменения их во времени под влиянием осушения и последующего характера их использования изучен сравнительно мало.

Для большинства гидрологических процессов, с расчетами которых приходится встречаться на практике, главными физическими

характеристиками являются водопроницаемость и водоотдача торфяной залежи болотных массивов. Для неосушенных болотных массивов важно знать характеристики водопроницаемости и водоотдачи деятельного горизонта. Изменение этих характеристик по территории болотных массивов подчиняется определенным закономерностям, благодаря которым создаются различные условия для скорости движения влаги и водообмена как на разных участках внутри болотного массива, так и между болотным массивом и окружающей средой. В свою очередь, водопроницаемость и водоотдача зависят от уровня режима, влажности торфа, внешней нагрузки на твердый скелет торфа и степени уплотнения его, и могут соответственно изменяться с течением времени под влиянием быстро изменяющегося гидрометеорологического режима. Перейдем к краткому рассмотрению основных факторов, влияющих на водопроницаемость и водоотдачу болотных массивов.

## 2.2. Общее содержание воды в болотных массивах. Влажность и влагоемкость торфа в условиях естественного залегания

Общее количество влаги, содержащейся в торфе (грунте) (без разделения ее на свободную и связанную влагу), определяется отношением объема воды  $V_v$ , заключенной в данном объеме торфа  $V_0$ , к этому объему:

$$\eta = \frac{V_v}{V_0}, \quad (2.1)$$

которое называется полной *объемной влажностью* торфа и выражается в долях от единицы или в процентах.

Для характеристики общего количества воды, содержащейся в торфе, пользуются также понятием *весовой влажности*, имеющей два способа выражения:

$$\delta = \frac{P_v}{P_0} \quad (2.2)$$

или

$$W = \frac{P_v}{P_c}, \quad (2.3)$$

где  $P_v$  — вес воды,  $P_c$  — вес сухого вещества торфа,  $P_0$  — полный вес торфяной массы (вода + сухое вещество, заключенное в данном объеме торфа).

Пересчет весовых влажностей, выраженных различными способами (2.2) и (2.3), производится, очевидно, по зависимостям:

$$\delta = \frac{W}{1 + W}; \quad W = \frac{\delta}{1 - \delta}. \quad (2.4)$$

Пересчет объемной влажности в весовую и обратно производится соответственно по формулам (вывод их вследствие его элементарности опускаем):

$$\delta = \frac{\eta \gamma_{\text{в}}}{\eta \gamma_{\text{в}} + \gamma_{\text{т}} (1 - \varepsilon)} = \frac{\eta \gamma_{\text{в}}}{\eta \gamma_{\text{в}} + \gamma_{\text{т}} \Delta}, \quad (2.5)$$

$$W = \frac{\gamma_{\text{в}} \eta}{\gamma_{\text{т}} (1 - \varepsilon)} = \frac{\gamma_{\text{в}} \eta}{\gamma_{\text{т}} \Delta}, \quad (2.6)$$

$$\eta = \frac{\gamma_{\text{т}} (1 - \varepsilon) \delta}{\gamma_{\text{в}} (1 - \delta)} = \frac{\gamma_{\text{т}} \delta \Delta}{\gamma_{\text{в}} (1 - \delta)}, \quad (2.7)$$

$$\eta = \frac{\gamma_{\text{т}}}{\gamma_{\text{в}}} W (1 - \varepsilon) = \frac{\gamma_{\text{т}}}{\gamma_{\text{в}}} W \Delta, \quad (2.8)$$

где  $\varepsilon$  — коэффициент полной пористости,  $\Delta$  — плотность сухого вещества (твердого скелета) торфа.

Коэффициент полной пористости<sup>1</sup> выражается простой зависимостью:

$$\varepsilon = \frac{A}{A + B}, \quad (2.9)$$

где  $A$  — полный объем всех пустот,  $B$  — объем, занимаемый твердой фазой в выделенном объеме торфа.

В механике грунтов вместо выражения (2.9) часто пользуются соотношением

$$\varepsilon_{\text{п}} = \frac{A}{B} \quad (2.9')$$

и величину  $\varepsilon_{\text{п}}$  называют коэффициентом порозности. Между коэффициентом полной пористости и коэффициентом порозности имеет место соотношение

$$\varepsilon = \frac{\varepsilon_{\text{п}}}{\varepsilon_{\text{п}} + 1}. \quad (2.9'')$$

Плотность торфа  $\Delta$  выражает ту часть объема в выделенном объеме торфа, которая занята твердой фазой. Очевидно, что  $\Delta$  связана с коэффициентом полной пористости  $\varepsilon$  и объемным весом твердой фазы,  $\omega_{\text{т}} = \frac{P_{\text{с}}}{V_0}$ , зависимостью:

$$\Delta = 1 - \varepsilon = \frac{\omega_{\text{т}}}{\gamma_{\text{т}}}. \quad (2.10)$$

Влажность торфа как в естественных, так и в осушенных болотных массивах может изменяться в весьма широких пределах.

<sup>1</sup> Коэффициент полной пористости отличается от коэффициента активной пористости, представляющего собой отношение объема пустот в торфе, образующихся при удалении несвязанной с твердым скелетом влаги, к полному объему, занимаемому торфом.

А с изменением влагосодержания меняются и все основные свойства торфа: способность выделять и поглощать воду, т. е. водоотдача и аккумуляция, водопроницаемость ниже уровня грунтовых вод (коэффициент фильтрации), капиллярная водопроницаемость в зоне аэрации (выше уровней грунтовых вод), механическая прочность, или способность сопротивления внешним нагрузкам, компрессионные характеристики торфа.

Содержание влаги в торфяных залежах естественных болотных массивов ниже уровня грунтовых вод, т. е. при почти полном заполнении всех пустот водой, как правило, крайне велико и колеблется, по данным многочисленных исследований, проводившихся различными авторами [30, 69, 86], от 91 до 98% (по объему).

Твердым веществом в неосушенных торфяных залежах занято обычно не более 10% их объема. В слоях залежи над уровнем грунтовых вод, включая горизонт, сложенный живым растительным покровом, значительная часть пор может быть занята воздухом. Поэтому в зоне колебания уровней грунтовых вод на болоте торфяная залежь не имеет постоянного характерного для нее значения влагосодержания, а характеризуется резко переменной влажностью во времени в зависимости от колебания уровней грунтовых вод.

Для любого постоянного уровня грунтовых вод статическое (или равновесное) распределение влажности по высоте слоя аэрации над уровнем грунтовых вод крайне неравномерное как вследствие уменьшения уплотненности твердого скелета и увеличения общей пористости и размеров пор при переходе от торфяных горизонтов к живому растительному покрову, так и вследствие различной высоты капиллярного поднятия влаги в порах разных размеров.

Ниже уровня грунтовых вод влажность торфа зависит от степени уплотненности твердого скелета и всегда близка к максимальной влажности для данного состояния твердой фазы, т. е. влажности, соответствующей полному заполнению водой всех пор между частицами твердой фазы торфа. Максимальную влажность при данной плотности сухого вещества торфа называют *влагоемкостью* торфа. Однако в отличие от минеральных грунтов влагоемкость торфа не является величиной постоянной и может меняться в широких пределах в зависимости от уплотненности сухого вещества.

Нужно заметить, что в литературе до сих пор нет достаточно четких и общепринятых определений влагоемкости торфа. В различных работах этот вопрос трактуется по-разному, и в большинстве случаев понятия «влагоемкость», «полная влагоемкость», «максимальная влагоемкость» переносятся на торфяную залежь болот из соответствующих разделов почвоведения и грунтоведения. Между тем для установления причин различной обводненности торфяной залежи в разных болотных микроландшафтах в неосушенных болотах, находящихся в естественном состоянии, для определения водоотдачи, водопроницаемости и аккумулирующей способности неосушенных болот и изменения этих свойств при осушении,

равно как и при соответствующих расчетах водного баланса болот, вопрос о влагоемкости приобретает первостепенное значение. Поэтому на нем необходимо остановиться подробнее.

При неизменной плотности сухого вещества максимальная влажность торфа наступает в момент перехода торфа из состояния трехфазной системы в состояние двухфазной, называемой в механике грунтов грунтовой массой. В то время как изменение влажности торфа до момента полного его насыщения водой происходит

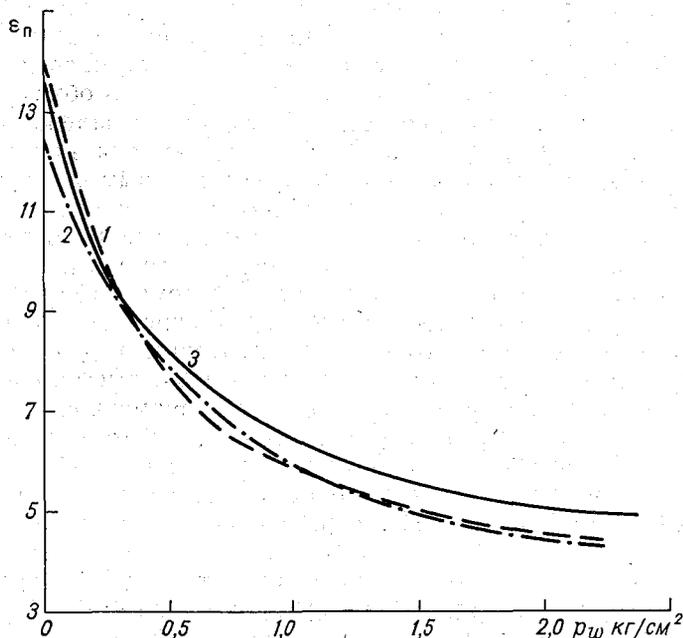


Рис. 10. Компрессионные кривые.

1 — осоковый торф, степень разложения 20%; 2 — осоково-сфагновый торф, степень разложения 25%; 3 — пушицево-сфагновый (верховой) торф, степень разложения 30%.

при постоянной плотности сухого вещества за счет заполнения водой той части пор, которая занята воздухом, изменение влажности грунтовой массы, т. е. полной влагоемкости торфа, может, очевидно, происходить лишь за счет раздвигания или сближения частиц твердого скелета торфа, т. е. за счет изменения размеров пор и плотности сухого вещества. Степень сближения между частицами и соответствующая *влагоемкость* зависят от внешнего давления, приложенного к твердому скелету торфа, собственного веса частиц твердой фазы, находящихся во взвешенном состоянии, и сил гидродинамического давления на частицы твердой фазы при наличии фильтрационного движения воды. Связь между внешним давлением и коэффициентом полной пористости, или влагоемкостью торфа различной степени разложения и ботанического

состава, выражается, как известно, компрессионными кривыми (рис. 10).

В естественной торфяной залежи неосушенных болот и в залежи осушенных болот ненарушенной структуры силами внешнего давления на твердый скелет, изменяющими влагоемкость слоев торфа, залегающих ниже уровня грунтовых вод, является вес капиллярно-подвешенной и связанной с твердым скелетом влаги, а также вес твердого вещества в слое залежи над уровнем грунтовой воды.

Кроме этой внешней нагрузки на частицы твердого скелета торфа действуют: собственный вес частиц, взвешенных в воде,

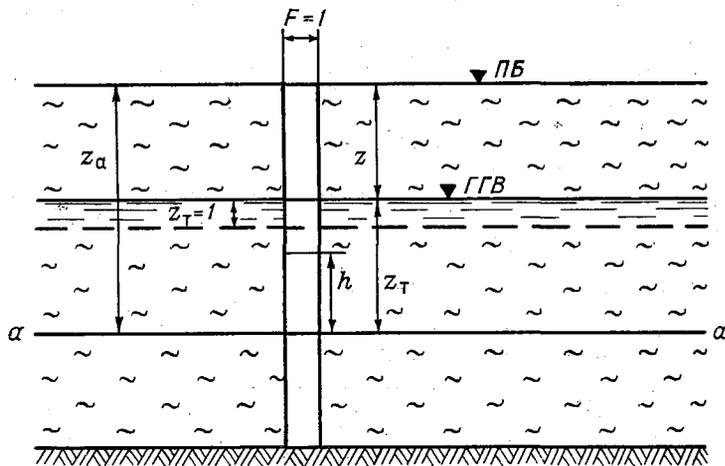


Рис. 11. К определению влагоемкости торфяной залежи в естественных условиях.

и силы гидродинамического давления при наличии фильтрационного движения воды. При прочих равных условиях влагоемкость торфа в залежи будет меньше при наличии постоянной вертикальной составляющей фильтрации воды сверху вниз и больше при наличии вертикальной составляющей фильтрации снизу вверх, например, в случаях вертикального выхода напорных грунтовых вод.

Так как в толще торфяной залежи идет образование и выделение газов под влиянием анаэробных биохимических процессов, то ниже уровня грунтовых вод имеется всегда большее или меньшее количество пузырьков газа, зажатых среди частиц твердой фазы, оказывающих дополнительное взвешивающее действие на твердый скелет торфа.

Таким образом, процесс естественной консолидации твердого скелета торфа в естественных болотных массивах ниже уровня грунтовых вод в некотором слое на уровне  $\alpha\alpha$  (рис. 11) происходит под действием следующих сил:

1) собственный вес частиц твердой фазы в абсолютно сухом состоянии ниже уровня грунтовых вод

$$w_T = \gamma_T \bar{\Delta} z_T;$$

2) вес капиллярной и связанной с твердым скелетом влаги выше уровня грунтовых вод

$$w_K = \gamma_B \bar{\eta}_1 z,$$

где  $\gamma_T$  — удельный вес твердой фазы в плотном теле ( $\gamma_T \cong 1,6$ );  $\gamma_B$  — удельный вес воды ( $\gamma_B \cong 1$ );  $\bar{\eta}_1$  — средняя объемная влажность в слое деятельного горизонта выше уровня грунтовых вод;  $z$  — высота слоя торфяной залежи от уровня грунтовых вод до поверхности растительного покрова;  $\bar{\Delta}$  — средняя плотность сухого вещества в слое  $z_T$  ниже уровня грунтовых вод;

3) вес твердого скелета выше уровня грунтовых вод

$$w'_T = \gamma_T \bar{\Delta}_1 z,$$

где  $\bar{\Delta}_1$  — средняя плотность сухого вещества в слое  $z$ ;

4) сила взвешивания частиц твердой фазы ниже уровня грунтовых вод

$$w_{B3} = \gamma_B \bar{\Delta} z_T;$$

5) сила взвешивания от пузырьков газа ниже уровня грунтовых вод, передающаяся на твердую фазу

$$w_r = \gamma_B (1 - \bar{\eta} - \bar{\Delta}) z_T = \gamma_B (\bar{\varepsilon} - \bar{\eta}) z_T,$$

где  $\bar{\eta}$  — средняя объемная влажность в слое  $z_T$ .

Таким образом, в слое торфа, толщина которого равна единице и который залегает на глубине  $z_T$  под уровнем грунтовых вод, твердый скелет торфа при отсутствии вертикальной составляющей фильтрации консолидируется под действием равнодействующего давления на него

$$p_w = w_T + w_K + w'_T - w_{B3} - w_r = \gamma_T \bar{\Delta} z_T + \gamma_B \bar{\eta}_1 z + \gamma_T \bar{\Delta}_1 z - \gamma_B \bar{\Delta} z_T - \gamma_B (1 - \bar{\eta} - \bar{\Delta}) z_T. \quad (2.11)$$

Так как значения средней по глубине  $z_T$  влажности  $\bar{\eta}$  и плотности сухого вещества  $\bar{\Delta}$  изменяются с изменением толщины слоя  $z_T$ , то твердый скелет торфа в слоях, залегающих на разных глубинах под уровнем грунтовых вод, находится под действием различного уплотняющего давления  $p_w$ . При наличии вертикальной составляющей фильтрационного движения воды в порах торфа возникает вертикальная сила гидродинамического давления  $p_\Phi$  на твердый скелет торфа, направленная вверх или вниз в зависимости от направления фильтрации и равная

$$p_\Phi = p_1 - p_2 = \gamma_B (z_T - h) = \gamma_B \frac{v}{k} z_T = \frac{v z_T}{\frac{\alpha g}{\mu} R^2 \varepsilon_a}, \quad (2.12)$$

где  $p_1 = \gamma_B z_T$  — пьезометрическое давление в слое торфа на уровне грунтовых вод ( $z_T = 0$ );  $p_2 = \gamma_B h$  — пьезометрическое давление на уровне  $aa$  [ $h$  — соответствующая пьезометрическая высота столба жидкости на уровне  $aa$  (см. рис. 11)];  $k$  — коэффициент фильтрации;  $v$  — скорость фильтрации;  $R$  — гидравлический радиус пор;  $\mu$  — коэффициент вязкости;  $\alpha$  — безразмерный коэффициент, зависящий от формы пор;  $\varepsilon_a$  — коэффициент активной пористости.

Таким образом, полное давление на твердый скелет торфа на глубине  $z_T$  под уровнем грунтовых вод, учитывая уравнение (2.11), можно выразить так:

$$p_w = \gamma_T (\bar{\Delta} z_T + \bar{\Delta}_1 z) + \gamma_B (\bar{\eta}_1 z - \bar{\Delta} z_T) - \gamma_B (1 - \bar{\eta} - \bar{\Delta}) z_T + \gamma_B (z_T - h). \quad (2.12')$$

Очевидно, что при  $h < z_T$  гидродинамическое давление направлено вниз и в уравнение (2.12') входит с положительным знаком, увеличивая давление на твердый скелет; при  $h > z_T$  фильтрация направлена вверх и гидродинамическое давление уменьшает давление на твердую фазу.

Зависимость давления на твердую фазу грунта от полной пористости  $\varepsilon$  (или порозности  $\varepsilon_n$ ) при одноосном сжатии выражается, как известно, экспериментально получаемыми компрессионными кривыми и может быть записана в виде

$$\varepsilon = \varepsilon_0 - a p_w, \quad (2.13)$$

где  $a$  — коэффициент уплотнения грунта, или модуль деформации твердой фазы, выражающийся обычно в  $\text{см}^2/\text{кг}$ , а  $\varepsilon_0$  — постоянная безразмерная величина, зависящая от степени разложения и ботанического состава торфа.

Так как полная пористость  $\varepsilon$  численно равна влагоемкости, или максимально возможной влажности при данном давлении  $\eta_B$ , то, подставляя значение  $p_w$  из уравнения (2.12') в выражение (2.13), получим общую зависимость влагоемкости слоя торфа на заданной глубине от поверхности болота  $z_a = z_T + z$  (см. рис. 11):

$$\eta_B = \varepsilon_0 - a [\gamma_T (\bar{\Delta} z_T + \bar{\Delta}_1 z) + \gamma_B (\bar{\eta}_1 z - \bar{\Delta} z_T) - \gamma_B (1 - \bar{\eta} - \bar{\Delta}) z_T + \gamma_B (z_T - h)]. \quad (2.13')$$

Выражая  $z_T$  через расстояние уровня грунтовых вод от поверхности ( $z_T = z_a - z$ ), получим

$$\eta_B = \varepsilon_0 - a \gamma_T [\bar{\Delta} (z_a - z) + \bar{\Delta}_1 z] - a \gamma_B [\bar{\eta}_1 z - \bar{\Delta} (z_a - z)] + a \gamma_B (1 - \bar{\eta} - \bar{\Delta}) (z_a - z) - a \gamma_B [(z_a - z) - h]. \quad (2.13'')$$

Из последнего выражения видно, что влагоемкость торфа в единичном слое, залегающем на любой заданной глубине  $z_a$ , изменяется с изменением положения уровня грунтовых вод  $z$ . При приближении уровня грунтовых вод к поверхности  $z \rightarrow 0$ , влагоемкость стремится к пределу

$$\eta_{B, z=0} = \varepsilon_0 - a (\gamma_T - \gamma_B) \bar{\Delta} z_a - a \gamma_B (1 - \bar{\eta} - \bar{\Delta}) z_a + a \gamma_B (z_a - h) \quad (2.14)$$

и может в наиболее общем случае как возрастая, так и уменьшаться в зависимости от соотношений в изменениях второго, третьего и четвертого членов правой части выражения (2.14).

Нормальной влагоемкостью в слое торфа на глубине  $z_a$  назовем такую, которая соответствует случаю полной консолидации твердой фазы при  $z=0$ , отсутствию вертикальной составляющей фильтрации ( $h=z_a$ ) и при содержании газов в слое  $z_a$ , равном нулю ( $1-\bar{\eta}=\bar{\Delta}$ ), иначе говоря, при которой консолидация твердого скелета идет под влиянием только собственного веса частиц твердой фазы. Обозначая нормальную влагоемкость  $\eta_{в.н.}$ , на основании (2.14) имеем

$$\eta_{в.н.} = \varepsilon_0 - a(\gamma_T - \gamma_B)\bar{\Delta}z_a. \quad (2.14')$$

Для характеристики относительной обводненности или влагонасыщенности болотных массивов, отдельных участков их и слоев торфа используется понятие коэффициента водонасыщенности торфяной залежи, представляющего собой отношение влагоемкости при данном давлении к нормальной влагоемкости:

$$\beta = \frac{\eta_B}{\eta_{в.н.}}. \quad (2.15)$$

При  $\beta=1$  данный слой торфяной залежи на глубине  $z_a$  имеет нормальное влагонасыщение, при  $\beta>1$  переобводнен, при  $\beta<1$  влагонасыщенность его ниже нормальной. Подставляя значения  $\eta_B$  и  $\eta_{в.н.}$  по уравнениям (2.13'') и (2.14') в уравнение (2.15), получим общее выражение для определения коэффициента влагонасыщенности слоя торфа на глубине  $z_a$ :

$$\beta = 1 + \frac{a[(\gamma_T - \gamma_B)\bar{\Delta} - \gamma_B\bar{\eta}_1 - \gamma_T\bar{\Delta}_1]z + a\gamma_B(1 - \bar{\eta} - \bar{\Delta})(z_a - z) - a\gamma_B[(z_a - z) - h]}{\varepsilon_0 - a(\gamma_T - \gamma_B)\bar{\Delta}z_a}. \quad (2.15')$$

Из выражения (2.15') видно, что при отсутствии фильтрации и  $z=0$  влагонасыщенность, согласно данному выше определению, равна нормальной влагоемкости ( $\beta=1$ ) при условии отсутствия газа в торфе, т. е. при  $(\bar{\eta} + \bar{\Delta}) = 1$ .

Из уравнения (2.12') следует, что при наличии вертикальной составляющей фильтрации, направленной вверх ( $h > z_T$ ), величина давления на твердую фазу отрицательна, т. е. направлена вверх, при условии

$$\gamma_B(1 - \bar{\eta} - \bar{\Delta})z_T + \gamma_B(h - z_T) > \gamma_T(\bar{\Delta}z_T + \bar{\Delta}_1z) + \gamma_B(\bar{\eta}_1z - \bar{\Delta}z_T). \quad (2.16)$$

В таком случае в этом слое торфа будет наблюдаться раздвигание частиц скелета торфа и увеличение суммарной пористости  $\varepsilon$  с одновременным уменьшением плотности сухого вещества  $\Delta$ . Крайним проявлением этого процесса является часто наблюдаемое на переобводненных топяных участках естественных болот расслоение торфяной залежи и образование внутри нее горизонтальных

водных прослоек. Ниже (п. 2.9) будет показано, что такие явления наблюдаются в местах концентраций фильтрационного потока, идущего по деятельному слою болот. Эти места соответствуют участкам болот, на которых происходит разрыв непрерывности линий стекания горизонтального фильтрационного потока.

Явление расслоения твердой фазы торфяной залежи с образованием водных прослоек представляет собой лишь одну из форм естественного процесса уравнивания сил, действующих на твердую фазу торфа, и консолидации торфяной залежи в неосушенных болотных массивах.

Таким образом, влагоемкость торфа, слагающего неосушенные болота, следует рассматривать как величину, изменяющуюся по территории болота, по толщине торфяной залежи и во времени в связи с колебаниями уровней грунтовых вод  $z$  и определяемую в каждой данной ограниченной области равновесным состоянием твердой и жидкой фазы при наличии взвешивающих сил и сил гидродинамического давления от вертикальных составляющих фильтрационного потока.

### 2.3. Соединение воды с твердой фазой торфа Связанная и свободная вода

Основная часть воды, заключенной в болотных массивах, держится в порах торфа, составляющего инертный горизонт, и лишь меньшая ее часть находится в деятельном горизонте, в открытых и погребенных внутриболотных водоемах (озерах, озерных мочажинах, внутризалежных водяных «линзах») и водоносных слоях, образующихся при расслоении и всплывании торфяной залежи на пересыщенных влагой участках.

Часть влаги, заключенная в порах торфа, которая способна перемещаться под действием гравитационных сил, или, что то же, под действием градиента давления, обусловленного весом самой жидкости, называется *свободной водой*. К связанной с твердым скелетом торфа воде относится та часть влаги, которая при приложении к ней относительно небольших градиентов давления остается неподвижной и не участвует в фильтрационном движении.

Согласно современным исследованиям водных свойств торфа, силы, обуславливающие неподвижность этой части воды в порах торфа, имеют различную физическую природу. Меньшая часть неподвижной воды (составляющая в % весовой влажности по отношению к весу твердой фазы  $W_c = 50 \div 100\%$ ) представляет собой физически, или молекулярно, связанную воду. Основное же количество неподвижной влаги составляет так называемая иммобилизованная вода, к которой относится внутриклеточная вода, заполняющая клеточные полости неполностью разложившихся растительных остатков, и вода, удерживаемая структурой твердого материала торфа, заключенная в замкнутых и тупиковых порах и очень тонких капиллярах агрегатов твердой фазы.

Как указывает Н. В. Чураев [102], разработка методов определения иммобилизованной воды встречает известные затруднения, поскольку эта вода по своим свойствам мало отличается от свободной. В то же время эта вода при небольших градиентах давления, с которыми приходится иметь дело в неосушенных болотах и при осушении торфяных залежей, не участвует в фильтрационном движении; от ее количества зависит водоотдача торфяных залежей и водоудерживающая способность торфа.

С увеличением дисперсности торфа увеличивается поверхность раздела жидкой и твердой фаз, возрастает энергия всей системы, обусловливаемая действием поверхностных сил между жидкой и твердой фазами и соответственно увеличивается водоудерживающая способность торфа. Поэтому при одном и том же содержании влаги в единице объема торфа количество связанной воды и количество воды, которое стекает из этого объема под действием силы тяжести, может сильно меняться: чем выше дисперсность, или степень разложения торфа, тем меньшее количество влаги участвует во влагообороте за один и тот же промежуток времени и соответственно меньше водоотдача торфа при свободном истечении влаги под действием силы тяжести (при нормальном атмосферном давлении на скелет торфа).

Согласно современным исследованиям физической природы торфа как трехфазной системы, установить строгие количественные границы между указанными категориями влаги трудно, тем более что многие свойства воды, заключенной в порах органического скелета, сильно зависят от химической природы коллоидов и образующихся растворов, а последние — от степени разложения и ботанического состава торфа.

Опираясь на теорию нерастворяющего объема, разработанную Б. В. Дерягиным, Н. В. Чураев предложил методику определения количества иммобилизованной воды в торфе с помощью применения радиоактивного индикатора  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , меченного по изотопу  $\text{S}^{35}$  [102]. Согласно этим исследованиям, количество иммобилизованной (нерастворяющей) воды ( $W_{\text{им}}$ ) составляет для различных образцов торфа 300—400% (по отношению к весу твердой фазы). Соответственно влажность торфа, образуемая внутриклеточной влагой и водой тупиковых и замкнутых пор, составляет:  $W_{\text{вр}} = W_{\text{им}} - W_{\text{с}} = 200 \div 300\%$ . Знание количества иммобилизованной неподвижной воды в торфе является важным для физического обоснования расчетов фильтрационного движения влаги в торфе под действием небольших градиентов давления, с которыми мы имеем дело в естественных и осушенных болотных массивах. Водопроводящая способность, или коэффициент фильтрации торфа, определяется не полной физической пористостью его  $\epsilon$ , а активной пористостью  $\epsilon_a$ , которая всегда меньше  $\epsilon$  на величину объема иммобилизованной воды:

$$\epsilon_a = \epsilon - W_{\text{им}} \frac{\gamma_{\text{т}}}{\gamma_{\text{в}}} = \epsilon \left( 1 + \frac{\gamma_{\text{т}}}{\gamma_{\text{в}}} W_{\text{им}} \right) - \frac{\gamma_{\text{т}}}{\gamma_{\text{в}}} W_{\text{им}}, \quad (2.17)$$

где все обозначения прежние (см. п. 2.2).

При этом средний гидравлический радиус активных пор  $R_a$  может быть определен по формуле

$$R_a = \frac{\varepsilon_a}{s_a}, \quad (2.18)$$

где  $s_a$  — кинетическая удельная поверхность водонасыщенного торфа, определяемая опытным путем на образцах и вычисляемая по формуле Козени—Кармана

$$s_a = 970 \sqrt{\frac{\varepsilon_a^3 d^2 I}{Q}},$$

в которой  $d$  — диаметр образца,  $Q$  — расход фильтрации,  $I$  — градиент давления.

Используя известную из гидравлики формулу Пуазейля для средней скорости ламинарного течения в тонких трубках радиуса  $R$

$$u = \frac{\gamma_b}{8\mu} R^2 I$$

и заменяя в ней радиус трубки произведением гидравлического радиуса поры  $R_a$  на коэффициент формы поры  $\alpha$ , а скорость течения  $u$  выражая через скорость фильтрации и активную пористость  $\left(u = \frac{v}{\varepsilon_a}\right)$ , получим следующее выражение для коэффициента фильтрации торфа  $k_T$ :

$$k_T = \frac{v}{I} = \frac{\gamma_b}{\mu} \alpha \varepsilon_a R_a^2 = \frac{\gamma_b}{\mu} \alpha \frac{\varepsilon_a^3}{s_a^2}, \quad (2.19)$$

где  $\gamma_b$  — удельный вес жидкости, дин/см<sup>3</sup>,  $\mu$  — коэффициент вязкости, пуаз<sup>1</sup>,  $\alpha$  — безразмерный коэффициент, характеризующий форму пор.

Для модели пор круглого сечения  $\alpha = 0,5$ , квадратного — 2, тонких щелей 0,125, треугольного симметричного 0,77 и т. д. Учитывая, что структура активных пор торфа представляет собой неупорядоченное множество самых разнообразных форм, при статистическом осреднении можно положить  $\alpha \approx 1$ , и тогда зависимость (2.19) примет вид:

$$k_T = \frac{\gamma_b}{\mu} \varepsilon_a R_a^2 \quad (2.20)$$

или, учитывая формулу (2.17),

$$k_T = \frac{\gamma_b}{\mu} R_a^2 \left( \varepsilon - \frac{W_{им} \omega_T}{\gamma_b} \right) = \frac{\gamma_b}{\mu} R_a^2 \left( \varepsilon - \frac{\gamma_T}{\gamma_b} \Delta W_{им} \right). \quad (2.21)$$

<sup>1</sup> 1 пуаз = 1  $\frac{\text{г (масса)}}{\text{см} \cdot \text{с}} = 1 \frac{\text{дин} \cdot \text{с}}{\text{см}^2}$ .

Формулы (2.20) и (2.21) позволяют определять коэффициент фильтрации торфа по общему количеству неподвижной (иммобилизованной) воды в торфе и объемному весу ( $\omega_T$ ) или плотности сухого вещества ( $\Delta$ ) в торфе. Таким образом, данные лабораторных исследований по количеству связанной воды в торфе и плотности твердой фазы могут быть использованы и для определения водопроводимости торфа.

Количество неподвижной, иммобилизованной воды в деятельном горизонте различных типов болотных микроландшафтов в последние годы подробно изучалось П. К. Воробьевым [17, 19]. Вследствие того, что структура деятельного горизонта болот резко отличается от структуры твердой фазы торфа (см. п. 1.9), основное количество неподвижной воды в деятельном горизонте представлено внутриклеточной водой и водой тупиковых пор, образующихся в неразложившихся стеблях сфагновых и гипновых мхов. Количество физически (молекулярно) связанной воды в деятельном горизонте болот весьма мало вследствие малого содержания мелкодисперсных фракций в твердой фазе деятельного слоя. Поэтому им в большинстве случаев можно пренебрегать.

Для практических расчетов водного режима болот важно устанавливать, хотя бы приближенно, общее количество связанной воды в торфе с разделением ее на капиллярно-связанную воду и неподвижную воду при небольших градиентах давления, так как именно этими категориями воды определяется водоотдача торфа в естественных условиях (и в большинстве случаев в условиях осваиваемых торфомассивов) и зависимость ее от степени разложения и ботанического состава торфа.

#### 2.4. Строение торфяной залежи неосушенных болот и его изменение при осушении

Целым рядом исследований, проведенных в последние десятилетия [17, 34, 35, 68, 69, 86 и др.], было показано, что толща органических накоплений болотных массивов в естественном состоянии по биофизическим свойствам разделяется на два горизонта: верхний — представляющий относительно тонкий (менее 1 м) переходный слой от торфяной залежи к живому растительному покрову, и нижний — представляющий основную толщу органических накоплений и составляющих «собственно» торфяную залежь болот. Эти различия заключаются прежде всего в интенсивности протекающих в этих слоях физических и биохимических процессов и их связи с изменением гидрометеорологических условий над поверхностью болота.

Верхний слой вместе с живым растительным покровом представляет собой, по существу, пограничную зону, в которой идут интенсивные процессы влаго- и теплообмена между атмосферой и литосферой (торфяной залежью). В этом слое наблюдаются быстрые изменения во времени количеств влаги, тепла и воздуха,

обусловленные гидрометеорологическим режимом (ходом осадков, интенсивностью солнечной радиации, испарения и стока). Под этим слоем в основной толще торфяных отложений изменения тепло-содержания, влагосодержания и количества газов, а также связанные с этим биохимические процессы протекают гораздо медленнее и не отражают быстрых изменений гидрометеорологических факторов. Последнее дает возможность рассматривать торфяную залежь в естественном ее состоянии как влагонасыщенный грунт органического происхождения с постоянными и мало меняющимися во времени физико-механическими и гидрологическими свойствами.

Таким образом, в болотных массивах, находящихся в естественном состоянии, как уже указывалось в п. 2.1, необходимо выделять два различных по свойствам горизонта: верхний — так называемый *активный*, или *деятельный*, горизонт и нижний — *инертный* горизонт. Это разделение, введенное по предложению В. Д. Лопатина [57] и физически обоснованное также в работах [34, 39, 86], оказалось весьма важным при изучении гидрологических процессов на неосушенных болотах и их роли в формировании и развитии болотных систем. При этом необходимо отметить, что деятельный, или активный, горизонт является, по существу, торфогенным слоем в болотах, т. е. тем слоем, в котором происходят процессы неполного разложения отмирающей растительности и формирование торфа как органического грунта.

Деятельный, или активный, горизонт болота характеризуется:

1) интенсивным влагообменом с атмосферой и окружающими болото территориями;

2) частыми колебаниями в его пределах уровней грунтовых (болотных) вод и переменным содержанием влаги;

3) высокой водопроницаемостью и водоотдачей и быстрым изменением (уменьшением) их по глубине;

4) периодическим доступом воздуха в поры, освобождающиеся от воды при понижениях уровня грунтовых вод;

5) большим количеством аэробных бактерий и микроорганизмов, способствующих быстрому разложению ежегодно отмирающей части растительного покрова и превращению ее в торф;

6) наличием живого растительного покрова, составляющего верхний слой деятельного горизонта.

Инертный горизонт отличается следующими свойствами:

1) постоянным или мало меняющимся количеством воды во времени;

2) очень медленным влагообменом с подстилающими торфяную залежь минеральными породами и окружающими болото территориями;

3) очень малой водопроницаемостью по сравнению с деятельным горизонтом (разница на 3—5 порядков);

4) отсутствием доступа кислорода из воздуха в поры грунта;

5) отсутствием аэробных микроорганизмов и уменьшенным общим количеством микроорганизмов по сравнению с деятельным горизонтом.

Вследствие того что поверхность болота в большинстве микроландшафтов не представляет собой ровной плоскости, а имеет хорошо выраженный микрорельеф (см. п. 1.8), глубина деятельного горизонта на повышенных и пониженных элементах микрорельефа оказывается неодинаковой и колеблющейся для различных типов микроландшафтов в широких пределах.

Точное определение положения границы между деятельным и инертным горизонтом, вследствие непрерывности изменения всех физических и биохимических характеристик с глубиной, всегда является до некоторой степени условным. Однако следует иметь в виду, что главным фактором, определяющим интенсивность биохимических процессов в деятельном горизонте, являются периодические колебания уровня грунтовых вод и их амплитуды, и вследствие этого — периодический доступ кислорода из воздуха в толщу органических отложений. Поэтому деятельный горизонт должен рассматриваться, с одной стороны, как зона аэрации в торфяных грунтах при естественном их состоянии, а с другой — как торфогенный слой, в котором идут процессы окисления и разложения органического материала отмирающего растительного покрова и превращения его в торф той или другой степени разложения и уплотнения. Исходя из этого толщина деятельного горизонта, характерная для любого типа болотного микроландшафта, может приниматься равной расстоянию от поверхности болота до среднего многолетнего минимального уровня болотных вод, наблюдающегося в теплый сезон года. При этом имеется в виду, что более низкие положения периодически повторяющихся минимальных уровней (в отдельные годы с сухими и жаркими летними периодами) по сравнению со средним их положением уже не оказывают существенного влияния на процессы торфообразования. В микроландшафтах, обладающих сильно расчлененным микрорельефом (кочковатым, крупнокочковатым и особенно ленточногрядовым), за толщину деятельного горизонта следует принимать расстояние от средней поверхности повышенных элементов микрорельефа до поверхности среднего минимального уровня грунтовых вод в летний период. При этом в пониженных элементах микрорельефа — в западинах и мочажинах — толщина деятельного горизонта окажется соответственно меньше, приблизительно на величину разности отметок поверхности повышений и понижений. Поскольку поверхность растительного ковра в пониженных элементах микрорельефа (особенно в моховых и мохово-травяных формациях) неустойчива и подвержена значительным вертикальным перемещениям вместе с изменением уровня грунтовых вод, определение толщины деятельного горизонта по этим элементам микрорельефа неудобно и нецелесообразно с точки зрения физической сущности явлений. Поэтому нужно условиться, что в микроландшафтах с расчлененным микрорельефом (кочковатым, крупнокочковатым и ленточногрядовым) глубина деятельного горизонта определяется по устойчивым элементам микрорельефа, поверхность которых не подвергается сколько-нибудь значительным вертикальным колеба-

ниям с изменением уровней грунтовых вод, т. е. по повышению и грядам. Если принять во внимание, что микроландшафты с грядово-озерной структурой вообще имеют открытую водную поверхность между повышенными элементами микрорельефа, то такой подход к определению толщины деятельного горизонта оказывается тем более оправданным.

Для микроландшафтов, обладающих совершенно ровной поверхностью растительного покрова, характерной для некоторых ассоциаций мохового и травяно-мохового типов растительности и состоящих из растений только одного яруса, глубина деятельного горизонта, как очевидно, остается одинаковой в любой точке микроландшафта.

Обработка данных наблюдений над минимальными уровнями грунтовых вод в различных микроландшафтах показала [39], что толщина деятельного горизонта для подавляющего числа типов болотных микроландшафтов колеблется от 30 до 70 см при крайних значениях, доходящих до 1 м в сторону наибольших величин и до 7—8 см в сторону наименьших значений. При этом наибольшие толщины деятельного горизонта характерны для некоторых микроландшафтов с лесным типом растительности, например, для ельниковых (94 см), сосново-осоково-гиновых (82 см). Минимальные толщины встречаются в микроландшафтах тростниково-осоковой группы.

Толщина инертного горизонта не имеет каких-либо характерных значений и не связана непосредственно с типом современных растительных ассоциаций, представляющих различные болотные микроландшафты. Она может изменяться от нулевых значений у границ болотного массива с минеральными грунтами до максимальных известных нам глубин торфяных отложений в болотах, т. е. до 18—20 м. Поэтому распределение толщины инертного горизонта по территории болотных массивов в целом соответствует распределению общих глубин органических накоплений в пределах границ болотного массива (т. е. в пределах границ макроландшафта или мезоландшафта) и может определяться по стратиграфическим разрезам и профилям очертания поверхности и дна болотных массивов как разность между общей глубиной торфяной залежи и толщиной деятельного горизонта соответствующего микроландшафта.

Осушение болот, связанное с уничтожением естественного растительного покрова болот и снижением средних уровней грунтовых вод, приводит к коренному изменению структуры и физических свойств торфяной залежи. В результате снижения средних уровней грунтовых вод значительная часть или вся толща естественных торфяных отложений попадает в зону аэрации; происходит осадка и уплотнение торфа, в первую очередь верхних горизонтов залежи, а водно-физические свойства становятся значительно более однородными по глубине залежи. Деятельный горизонт, как таковой на осушенных болотных массивах, используемых под сельскохозяйственные угодья, торфодобычу или строительство, исчезает. На мелкозалежных участках болот с тонким слоем торфа вся

залежь при сезонных колебаниях уровней периодически оказывается аэрированной.

Благодаря этим коренным изменениям в водном режиме и структуре торфяной залежи болот, методы расчета водообмена на осушенных болотах, в частности с использованием воднобалансовых соотношений, существенно отличаются от методов расчета для неосушенных болот. Особенно важно учитывать различия физических свойств и структуры торфяной залежи в естественных и осушенных болотах при оценках и расчетах влияния осушения болот на водный режим самих заболоченных земель, на состояние территорий и речных бассейнов, в которых проводятся осушительные работы.

## 2.5. Характеристики структуры микрорельефа поверхности в болотных микроландшафтах

В п. 1.8 уже были кратко рассмотрены различные типы структурных образований в болотах, характерные для болотных ландшафтных таксономических единиц различных рангов: микроландшафтов — болотных фаций, мезоландшафтов — болотных урочищ и макроландшафтов — систем болотных урочищ (или физико-географического ландшафта болотного типа). Но само понятие поверхности естественного (неосушенного) болота вследствие разнообразия и структур и флористического состава растительного покрова требует более строгого определения для того, чтобы определяемые экспериментально физические характеристики деятельного горизонта болотных массивов могли бы использоваться для расчетов водного и теплового режима болот, а также для исследований взаимосвязи элементов растительного покрова с соответствующими экологическими условиями.

Уже упоминалось, что большинство болотных микроландшафтов характеризуется неровной поверхностью болота, которая может иметь мелкокочковатую, кочковатую, волнистую, крупнокочковатую и ленточно-грядовую форму строения.

Прежде всего определим, что во всех этих случаях будет представлять собой «поверхность» болота. Известно, что самосогласованный болотный растительный покров [99] имеет многоярусное строение: верхний ярус представлен древесной растительностью (при наличии ее) или крупными кустарниками — ивами; средний ярус представлен либо болотными кустарничками, либо травами; наконец, нижний ярус представлен различными видами мхов. Растительность различных типов болотных микроландшафтов может включать в фитоценоз растения, принадлежащие либо ко всем трем ярусам, либо только к двум (например, сфагново-пушицево-осоковая группа ассоциаций), либо только к одному ярусу (например, гипновая группа ассоциаций или осоковая группа ассоциаций). Во всех случаях, когда в растительном покрове присутствует растительность нижнего яруса в виде мохового ковра, за поверхность болота принимается поверхность сомкнутых голо-

вок мхов (в несмятом их состоянии) различных видов. Если нижний ярус (моховой покров) отсутствует, как это имеет место, например, в осоково-тростниковых, тростниковых или чисто осоковых ассоциациях, за поверхность болота принимается уплотненная поверхность, образованная переплетением корневищ осок, тростника и других растений и разжиженным или плотным торфом, заполняющим пространство между ними (последнее зависит от состояния увлажнения поверхности болота). Это относится и ко многим микроландшафтам лесного типа: черноольховым, ольхово-осоковым, березово-ивово-тростниково-осоковым и т. д., не имеющим в нижнем ярусе моховой растительности. Таким образом, когда речь идет о микрорельефе поверхности болота, его типе и размерах повышений и понижений, то во внимание принимается именно данное понятие поверхности болота.

Рассмотрим теперь некоторый участок болотного микроландшафта длиной  $L$ , микрорельеф которого в разрезе показан на рис. 12. Линии 1—1 и 2—2 представляют собой некоторые поверхности, между которыми болотами заключены отметки всех точек физической поверхности болота в данном микроландшафте. Расстояние  $A$  между поверхностями 1—1 и 2—2 называется зоной развития микрорельефа естественной поверхности болота.<sup>1</sup> Разобьем расстояние  $A$  на ряд тонких слоев  $\Delta A_i$  и в каждом слое подсчитаем суммарную длину пространства, заполненного растительным веществом и торфом,  $L_i$  и длину воздушного пространства ( $L - L_i$ ). Выразив каждое значение  $L_i$  в долях от длины участка  $L$ , можем, очевидно,

построить график зависимости  $L_i^* = \frac{L_i}{L}$  от высоты расположения слоя  $H_i$  над плоскостью 2—2 (рис. 13). Нетрудно видеть, что такой график характеризует степень заполнения растительным веществом различных уровней зоны развития микрорельефа, причем форма кривой  $L_i^* = f(H)$  зависит от типа микрорельефа и форм его положительных и отрицательных элементов. Иначе говоря, форма кривой  $L_i^* = f(H)$  является одной из количественных структурных характеристик микрорельефа. Назовем эти кривые кривыми заполнения зоны развития микрорельефа. Зависимости  $L_i^* = f(H)$  можно перестроить в кривые частоты повторяемости величин превышения точек поверхности болота над нижней поверхностью зоны развития микрорельефа (поверхностью 2—2), если построить зависимость  $\frac{dL}{dH}$  от  $H$ .

Располагая кривыми заполнения зоны развития микрорельефа для различных типов болотных микроландшафтов, можно установить характерную для каждого типа микроландшафта его среднюю поверхность, приняв за такую же медианную линию  $a-a$  (рис. 13), разделяющую график функции  $L_i^* = f(H)$  на две равные площади  $\omega_1$  и  $\omega_2$ . При этом очевидно, что если обозначить

<sup>1</sup> Этот термин предложен недавно П. К. Воробьевым [18].

расстояние от нижней поверхности зоны развития микрорельефа до средней поверхности болота в данном микроландшафте  $H_{cp}$ , то

$$H_{cp} = \frac{\Omega}{L^*} = \frac{\Omega}{l} = \Omega,$$

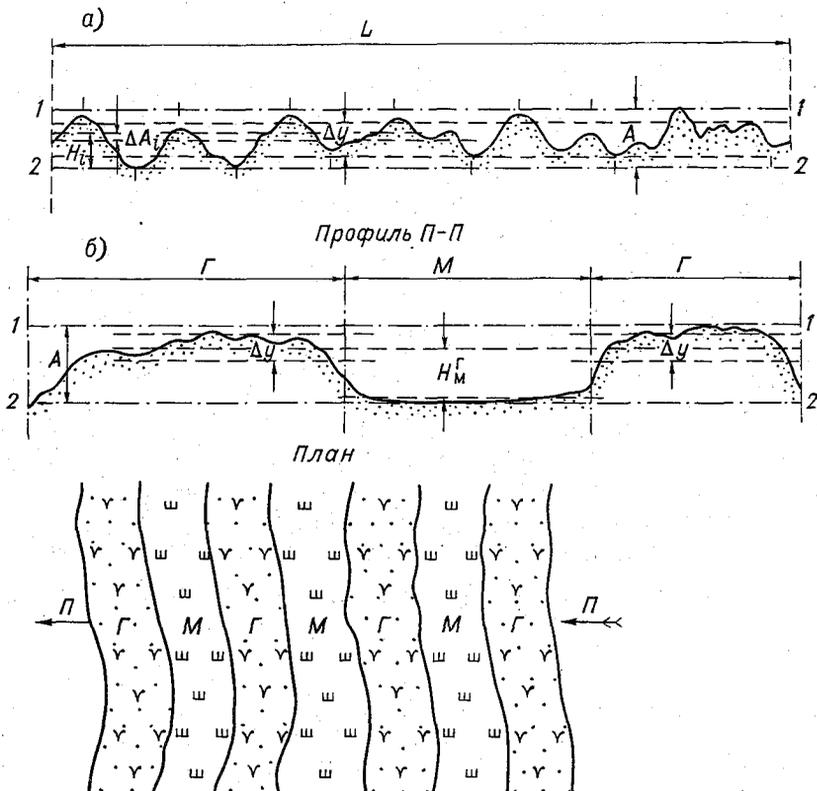


Рис. 12. Форма поверхности болота в микроландшафтах с кочковатым микрорельефом (а) и в комплексных микроландшафтах ленточногрядовой структуры (б).

$\Gamma$  — гряды,  $M$  — мочажины (озера),  $A$  — зона развития микрорельефа,  $\Delta y$  — разность между средними отметками повышений и понижений в микрорельефе 2-го порядка,  $H_{cp}^{\Gamma}$  — превышение средней поверхности гряд над средней поверхностью мочагин (в грядово-озерных комплексах — над средним уровнем озер).

где  $\Omega$  — площадь, ограниченная кривой  $L^* = f(H)$  и выраженная в линейных единицах.

На рис. 13 даны кривые заполнения зоны развития микрорельефа первого порядка распределения высот поверхности болота для болотных микроландшафтов двух типов.

Кривые заполнения и распределения для сосново-сфагновых микроландшафтов и сфагново-кустарничковых, облесенных сосной, имеют форму, приближающуюся к симметричному (нормальному)

распределению. Для сформировавшихся грядово-мочажинных микроландшафтов ленточногрядовой структуры кривые заполнения вдоль линий тока (перпендикулярно к направлению вытянутости гряд и мочажин) имеют характерную сложную форму с тремя точками перегиба, соответствующую двум максимумам в кривой распределения. Аналогичную, но несколько менее выраженную форму имеют и кривые заполнения в формирующихся грядово-мочажинных микроландшафтах. Кривые заполнения и распределения для микрорельефа второго порядка в грядово-мочажинных микроландшафтах показывают, что на грядах, имеющих

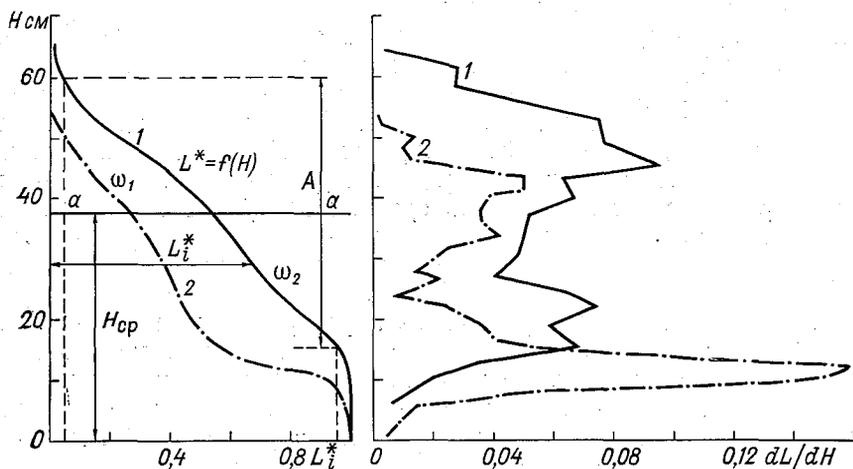


Рис. 13. Кривые заполнения растительным веществом зоны развития микрорельефа 1-го порядка и частоты повторяемости превышений поверхности над нижней плоскостью зоны развития для комплексных микроландшафтов ленточногрядовой структуры.

1 — хорошо выраженный, 2 — формирующийся грядово-мочажинный комплекс.

кочковатую структуру и представленных сфагново-сосново-кустарничковыми или сфагново-кустарничково-пушицевыми группами ассоциаций, кривые имеют форму также близкую к симметричной. Кривая распределения для сфагново-шейхцериевых мочажин имеет очень малую амплитуду колебания высот с резко выраженным максимумом при  $H$  от 5 до 10 см.

Важной характеристикой микрорельефа является также расстояние между поверхностями, соответствующими средним значениям превышений пониженных и повышенных элементов микрорельефа над нижней плоскостью зоны развития микрорельефа 2—2 (см. рис. 12). При определении положений этих плоскостей необходимо учитывать особенности растительного покрова каждого исследуемого типа микроландшафта и приуроченность отдельных видов растений к положительным или отрицательным элементам микрорельефа. В этом случае при статистическом осреднении превышений принимаются во внимание не все впадинки

и выпуклости микрорельефа, а только те из них, которые связаны со структурой и составом растений фитоценоза данного типа. Например, в сфагново-пушицево-кустарничковом микроландшафте максимальные отметки мохового покрова повышений следует брать только на кочках с кустарничками, а отметки понижений только в западинах, моховой покров которых лишен кустарничковой растительности и пушицы.

В сфагново-кустарничково-пушицевом облесенном сосной микроландшафте необходимо осреднять отдельно максимальные отметки кочек, образованных кустарничково-пушицевыми компонентами ассоциаций, и кочек, образованных приствольными повышениями мохового яруса у сосен. За высотное положение средней поверхности понижений принимается, как и в первом случае, среднее статистическое превышение поверхности мохового покрова только в западинах, лишенных кустарничковой растительности и пушицы. Таким образом, в облесенных микроландшафтах моховой группы могут иметь место три характерные поверхности: средняя поверхность приствольных повышений, средняя поверхность повышений, связанных с кустарничково-пушицевыми компонентами фитоценоза, и средняя поверхность понижений в моховом ярусе без других компонентов.

Несколько сложнее аналогичные характеристики в микроландшафтах грядово-мочажинной и грядово-озерной структуры. В этих микроландшафтах гряды, т. е. обширные по площади повышения, и соответствующие им понижения — мочажины, или открытые озера, представляют собой элементы микрорельефа первого порядка (см. п. 1.8). Но гряды и мочажины, представляющие различными растительными формациями в пределах занимаемой ими площади, обладают еще собственным микрорельефом — микрорельефом второго порядка. Характер этого микрорельефа зависит от состава растительных ассоциаций гряд и мочажин. Поэтому в комплексных микроландшафтах следует различать: среднюю величину превышений средних поверхностей гряд над средними поверхностями мочажин ( $H_m^r$ ) и средние расстояния  $\Delta y$  между средними поверхностями понижений и повышений отдельно на грядах и на мочажинах (см. рис. 12). Так как в большинстве случаев поверхность мохового покрова на мочажинах достаточно ровная, микрорельеф грядово-мочажинных микроландшафтов может характеризоваться лишь тремя поверхностями: средней поверхностью повышений на грядах, средней поверхностью понижений на грядах и средней поверхностью мочажин. Следует, однако, отметить, что поверхность мочажин, как правило, не имеет устойчивого высотного положения и значительно колеблется вместе с изменениями уровня грунтовых вод.

Для гидрологических расчетов, использующих физические параметры, относящиеся к деятельному горизонту, последние должны быть строго привязаны и ориентированы по отношению к устойчивым элементам микрорельефа поверхности болот, не подверженным колебаниям при изменении уровня грунтовых вод в их

естественном состоянии. Эта привязка производится на основе использования только что рассмотренных понятий о характерных поверхностях микрорельефа болотных микроландшафтов, определяемых, как средние статистические величины, из достаточного числа данных измерений для каждого типа микроландшафта.

В настоящее время далеко не все типы микроландшафтов освещены характеристическими кривыми заполнения зоны развития микрорельефа. Работа по определению таких зависимостей продолжается. Поэтому расчеты водного режима, стока и элементов водного баланса болот производятся пока на основе использования физических констант деятельного слоя, привязанных к средней поверхности понижений или повышений устойчивых элементов микрорельефа в каждом конкретном типе микроландшафта [96].

Очевидно, что для получаемых эмпирических кривых заполнения и распределения при необходимости сравнения степени различия структур микрорельефа разных типов микроландшафтов может оказаться полезным определение соответствующих коэффициентов вариации и асимметрии. Но для того чтобы эти статистические параметры не являлись чисто условными величинами, имели физический смысл и могли сравниваться, среднее квадратическое отклонение следует вычислять либо по отношению к высоте зоны развития микрорельефа  $A$  (см. рис. 12), либо по отношению к разности средних высот повышений и понижений в микрорельефе  $\Delta u$ .

При этом возникает необходимость в более точном определении величины  $A$ . Чтобы исключить влияние случайных, больших и малых, значений  $H_i$  очень редкой повторяемости на величину  $A$  при ограниченном числе измерений (ограниченных статистических выборках), необходимо значение  $A$  принимать как разность между высотами  $H_i$  при двух заданных вероятностях неперевышения  $p$  и  $1-p$  (например, при  $p=0,05$  и  $1-p=0,95$ ). В этом случае  $A$  будет выражаться величиной (см. рис. 13)

$$A = H_{p=0,05} - H_{1-p=0,95}.$$

Определение значений  $H_{p=0,05}$  и  $H_{1-p=0,95}$  следует производить по эмпирической кривой  $L^* = f(H)$ , построенной по данным измерений. При этом не следует брать слишком малые значения обеспеченностей  $p$  для повышения стабильности и сравнимости значений  $A$ , так как при условии ограниченного числа измерений  $H_i$  и, особенно, при различном числе этих измерений в микроландшафтах с различной структурой микрорельефа точность определения величин малой вероятности может быть недостаточной.

Таким образом, высотой зоны развития микрорельефа  $A$  следует называть расстояние между двумя поверхностями, отвечающими заданной вероятности неперевышения их высотами точек микрорельефа в каждом данном типе микроландшафта. Важно, чтобы при сравнительных исследованиях структуры и зоны развития микрорельефа принимаемые для вычисления  $A$  вероятности неперевышения были одни и те же.

## 2.6. Водоотдача неосушенных и осушенных болот

Водоотдачей болот называется количество воды, стекающее из торфяной залежи, насыщенной до состояния нормальной или выше нормальной влагоемкости, под действием силы тяжести.

Количественным выражением водоотдачи служит коэффициент водоотдачи. Суммарным коэффициентом водоотдачи  $\xi$  называется отношение объема воды, стекающей из слоя залежи над уровнем грунтовых вод, к полному объему этого слоя при понижении уровня грунтовых вод от поверхности болота до заданного горизонта  $z$ . Послойным коэффициентом водоотдачи  $\xi_z$  называется отношение объема воды, стекающей из всего слоя залежи над уровнем грунтовых вод, к объему слоя снижения уровня от начального его положения  $z_1$  до конечного  $z_2$ . Связь между суммарным и послойным коэффициентами водоотдачи выражается зависимостью

$$\xi_z = \frac{(\xi + d\xi)(z + dz) - \xi z}{dz}, \quad (2.22)$$

которая вытекает непосредственно из определения коэффициентов водоотдачи при условии снижения уровня на малую величину  $dz$ .

Заменив для практических расчетов  $dz \cong \Delta z$ , получим выражение для пересчета суммарных коэффициентов водоотдачи в послойные:

$$\xi_z = z \frac{\Delta \xi}{\Delta z} + \xi + \Delta \xi. \quad (2.23)$$

Суммарный коэффициент водоотдачи выражает так называемую удельную водоотдачу, под которой понимается количество свободно вытекающей воды из полностью насыщенного водой грунта на единицу его объема в слое выше уровня грунтовых вод [69].

Величина водоотдачи торфяной залежи болотных массивов зависит от следующих факторов:

1) начальной влагоемкости различных слоев торфа в залежи, определяемой коэффициентом водонасыщенности торфяной залежи (2.15) и зависящей от состояния гидродинамического равновесия слоев торфа в залежи (2.13'') и (2.14');

2) величины снижения уровня грунтовых вод от его начального положения  $z_1$  относительно поверхности болота до конечного  $z_2$ ;

3) распределения активной пористости в слое торфа над уровнем грунтовых вод, которая в свою очередь определяется структурой и дисперсностью твердой фазы торфа и количеством связанной с ней (иммобилизованной) воды (2.17);

4) компрессионных характеристик видов торфа, слагающих торфяную залежь (2.13).

Теоретический расчет водоотдачи и определения коэффициентов водоотдачи по зависимостям, учитывающим все перечисленные физические факторы, представляет собой практически сложную задачу, так как требует наличия подробных данных о ботаническом составе и степени разложения слагающих залежь видов тор-

фа, их изменении по территории болотного массива и сведений о начальной влагонасыщенности слоев торфа перед снижением уровней грунтовых вод.

Поэтому в практических расчетах водоотдачи торфяных залежей используются полученные рядом исследователей многочисленные экспериментальные данные о коэффициентах водоотдачи торфа в естественных залежах и на осушенных болотных массивах, а также деятельного горизонта в различных типах микроландшафтов неосушенных болот.

При этом все современные экспериментальные определения коэффициентов водоотдачи торфа ненарушенной структуры, слагающего торфяные залежи болот, выполнены четырьмя основными методами: 1) методом измерения влажности в зоне аэрации над уровнем грунтовых вод до и после снижения уровней грунтовых вод на определенную величину; 2) методом испытания образцов в виде «высоких колонн» грунта ненарушенной структуры в лабораторных условиях, при котором о величине водоотдачи судят по объему стекающей из образца (колонны грунта) воды при снижении уровня на заданную величину  $\Delta z$  от его начального положения  $z_1$  в колонне; 3) методом измерения подъемов уровней грунтовых вод в торфяной залежи при выпадающих осадках в естественных условиях [17, 39]; 4) методом испытания на капилляриметрах образцов малой высоты, взятых из различных слоев торфяной залежи и деятельного горизонта для определения количеств капиллярной и связанной (иммобилизованной) влаги в них в зависимости от высоты капиллярного поднятия, имитируемого величиной отрицательного давления, создаваемого на приборе. Последний способ с точки зрения изучения процесса водоотдачи и получаемых данных для установления изменения физических свойств торфа с глубиной является наиболее универсальным, но для определения коэффициентов водоотдачи и зависимости их от положения уровня грунтовых вод в условиях равновесного распределения влаги требует дополнительных расчетов и обработки данных [19].

Обобщение всех многочисленных экспериментальных данных заключается в построении эмпирических зависимостей суммарных (удельных) или послойных коэффициентов водоотдачи от глубины уровня грунтовых вод  $z$ , отсчитываемой от поверхности болота, за которую в условиях неосушенных болот принимается расчетная поверхность деятельного горизонта (см. п. 2.5), а в условиях осушенных болот (и освоенных под сельское хозяйство, торфодобычу или стройплощадки) — поверхность торфяной залежи или обработанного почвенного слоя.

Такой способ представления эмпирических зависимостей имеет свои теоретические основания.

Действительно, все физические состояния торфяной залежи в неосушенных и осушенных болотных массивах (уплотненность твердой фазы торфа выше уровня грунтовых вод и ниже его, активная пористость, количество и распределение капиллярной и

иммобилизованной воды) зависят в конечном счете от вертикального давления и гидродинамических сил, действующих на твердую фазу торфа, и от компрессионных свойств каждого данного вида торфа (см. п. 2.2 и 2.3). Давления на твердую фазу в каждом слое торфяной залежи и их изменение определяются положением уровня грунтовых вод относительно поверхности залежи как в естественных, так и в осушенных болотных массивах. При этом влагоемкости единичных слоев торфа ниже уровня грунтовых вод и их изменение при изменении положения уровня определяются выражениями (2.13'') и (2.15'). Количество же капиллярной и иммобилизованной влаги выше уровня грунтовых вод (при равновесном, установившемся, состоянии системы вода — твердая фаза) определяется распределением активной пористости по всей высоте слоя аэрации и размерами пор в каждом единичном слое над уровнем грунтовых вод, являясь также функцией положения уровня грунтовых вод.

Таким образом, теоретическое выражение послойного коэффициента водоотдачи торфяной залежи в зависимости от снижения уровня грунтовых вод  $\Delta z$  от начального горизонта  $z_1$  до его любого конечного положения  $z < h_T$  в равновесных состояниях с учетом уравнений (2.13'') и (2.1) имеет вид

$$\xi_z = \frac{1}{\Delta z} \left[ \int_{h_T}^{z_1} \eta_{B1}(z) dz - \int_{h_T}^{z_2} \eta_{B2}(z) dz + \bar{\eta}_1 z_1 - \bar{\eta}_2 z \right]_{z = \frac{z_1 + z_2}{2}}, \quad (2.24)$$

где  $h_T$  — полная глубина торфяной залежи,  $\eta_{B1}(z)$  — функция распределения послойной влагоемкости по глубине залежи  $z$  при начальном уровне грунтовых вод  $z_1$ ,  $\eta_{B2}(z)$  — то же, при конечном уровне грунтовых вод  $z_2 = z_1 + \Delta z$ ,  $\bar{\eta}_1$  — средняя объемная влажность в слое аэрации при уровне грунтовых вод  $z_1$  и  $\bar{\eta}_2$  — то же, при уровне грунтовых вод  $z_2$ .

Для суммарного коэффициента водоотдачи, учитывая (2.14), вместо (2.24) получаем выражение

$$\xi = \frac{1}{z} \left[ \int_{h_T}^0 \eta_{B, z=0}(z) dz - \int_{h_T}^z \eta_{B, z}(z) dz - \bar{\eta}_1 z \right], \quad (2.25)$$

где  $\eta_{B, z=0}$  — функция распределения послойной влагоемкости по глубине торфяной залежи при стоянии уровня грунтовых вод в ней у поверхности [в неосушенных болотах на расчетной поверхности микрорельефа деятельного горизонта (см. п. 2.5)],  $\eta_{B, z}$  — функция распределения послойной влагоемкости при некотором заданном уровне  $z$ .

Из последних зависимостей (2.24) и (2.25) видно, что количество вытекающей воды из торфяной залежи выше и ниже уровня грунтовых вод, с учетом изменения плотности скелета и активной пористости ниже и выше уровня грунтовых вод, под влиянием снижения уровня и изменяющегося при этом динамического равно-

весия сил в залежи, является для каждого конкретного строения залежи функцией начального положения уровня и величины его снижения. Определяя количество стекающей воды при снижении уровня грунтовых вод на единицу высоты (например, на  $\Delta z = 1$  см) для каждого конкретного вида строения залежи, можно, очевидно, установить устойчивые эмпирические зависимости послыонного и, соответственно, суммарного коэффициента водоотдачи от положения уровня грунтовых вод. Однако при больших снижениях уровня и большой толщине слоя аэрации от поверхности деятельного горизонта (или поверхности торфяной залежи в осушенных массивах) такие зависимости отражают лишь разницу во влагосодержании торфяной залежи в условиях равновесного (установившегося) распределения капиллярной и иммобилизованной влаги над уровнем грунтовых вод и установившегося равновесия сил, действующих на скелет торфа, ниже уровня грунтовых вод. Поэтому применение таких эмпирических зависимостей в практических расчетах допустимо лишь при определении водоотдачи болотного массива за достаточно большие промежутки времени, в течение которых успевает установиться статическое равновесие сил между жидкой и твердой фазой в зоне аэрации и ниже уровня грунтовых вод, или же при весьма медленно изменяющихся условиях прихода и расхода влаги на поверхности торфяной залежи. При высоких уровнях грунтовых вод в неосушенных болотах, в которых естественная амплитуда колебаний уровней сравнительно невелика и в большинстве случаев лишь немного превышает толщину деятельного горизонта, обладающего крупнопористой структурой и большой водопроницаемостью, равновесное распределение влаги над уровнем грунтовых вод устанавливается быстро. В этих случаях статическими зависимостями водоотдачи можно пользоваться и для расчетов за короткие интервалы времени, например за суточные интервалы.

Определение величин водоотдачи деятельного горизонта для различных болотных микроландшафтов неосушенных болот и для торфяных залежей осушаемых болот с построением эмпирических зависимостей суммарных (2.25) и послыонных (2.24) коэффициентов водоотдачи от положения уровня грунтовых вод производилось целым рядом исследователей. Результаты этих определений и соответствующие зависимости приводятся в работах [1, 16, 17, 19, 26, 39, 62, 69, 70, 96].

При этих исследованиях принималось, что сжатие скелета торфа деятельного слоя болотных микроландшафтов при изменении уровней невелико и им можно пренебречь в практических расчетах зависимостей  $\xi_z = f_1(z)$  и  $\xi = f_2(z)$ . Для осушаемых и осушенных болотных массивов влияние на водоотдачу сжатия скелета торфа и его усадки, а также изменения его физических свойств учитывается в эмпирических формулах косвенно.

Весьма обстоятельные исследования П. К. Воробьева [19], основанные на применении метода испытания образцов малой высоты на капилляриметрах позволили получить зависимость

распределения влаги в зоне аэрации деятельного горизонта различных микроландшафтов от положения уровня грунтовых вод в следующем виде:

$$\eta_{H_0} = \rho e^{n-k \lg p} = \rho e^{n-k \lg H_0}, \quad (2.26)$$

где  $\eta_{H_0}$  — влагосодержание (объемная влажность, выраженная в процентах) в элементарном слое торфа толщиной  $\Delta z$ , находящемся на высоте  $H_0$  над уровнем грунтовых вод;  $\rho$  — объемный вес абсолютно сухого торфа в слое  $\Delta z$ ;  $n$  и  $k$  — коэффициенты, зависящие от степени разложения и ботанического состава торфа, слагающего деятельный горизонт, и, следовательно, зависящие от типа болотного микроландшафта. При комплексных микроландшафтах  $n$  и  $k$  определяются отдельно для различных элементов микрорельефа.

При выражении  $H_0$  в см и  $\rho$  в г/см<sup>3</sup>,  $n$  и  $k$  для слабо разложенного торфа ( $R < 10\%$ ) имеют следующие значения (табл. 4).

Таблица 4

Ботанический состав слоев в деятельном горизонте (в естественных залежах)	$n$	$k$
Фускум, магелланикум и ангустифолиум	8,33	0,87
Сильно переувлажненные участки болота со сфагновым торфом видов кусpidатум и Дузена	8,96	1,165

Преимуществом этой зависимости является ее общее значение, так как для одного и того же вида торфа влагосодержание в различных слоях зоны аэрации над уровнем грунтовых вод зависит от объемного веса сухого вещества или, иначе говоря, от степени уплотненности твердого скелета торфа. Эту зависимость во всяком случае можно рекомендовать для расчетов равновесного влагосодержания в деятельном горизонте неосушенных болот и коэффициентов водоотдачи для видов торфа, непосредственно исследованных в упомянутых выше опытах П. К. Воробьева и приведенных в табл. 4. Но на основании общих физических соображений и известных свойств свойств растительного покрова и слабо разложенного торфа ненарушенной структуры можно считать, что эта зависимость вполне применима и для расчетов водоотдачи деятельного горизонта всех микроландшафтов моховых и мохово-лесных формаций на неосушенных болотах.

На рис. 14 показаны зависимости коэффициентов водоотдачи от уровней грунтовых вод для различных типов верховых и низинных микроландшафтов. Специальные исследования значений функции  $\xi_z = f_d(z)$  для одних и тех же микроландшафтов, но на болотах, залегающих в разных, удаленных друг от друга районах, показывают, что они практически совпадают.

Это дает основание для применения в расчетах эмпирических функций водоотдачи  $\xi_z = f_1(z)$ , полученных для различных типов олиготрофных (верховых) и евтрофных (низинных) микроландшафтов, независимо от географического положения болотных массивов с соответствующими микроландшафтами.

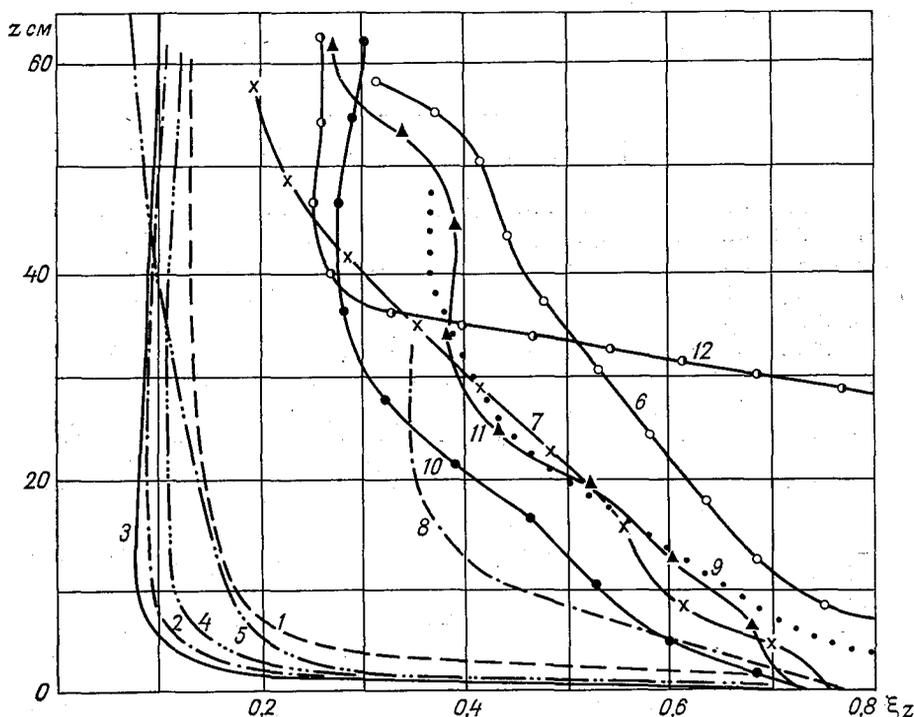


Рис. 14. Зависимости послойных коэффициентов водоотдачи  $\xi_z$  от уровней грунтовых вод  $z$  для различных типов евтрофных микроландшафтов (травяной и травяно-моховой групп) и олиготрофных моховых микроландшафтов.

1 — гипново-осоковый; 2 — осоково-тростниковый; 3 — веяниково-осоково-тростниковый; 4 — тростниковый; 5 — осоково-гипновый; 6 — сосново-сфагново-кустарничковый; 7 — сфагново-кустарничковый, облесенный сосной; 8 — сфагново-кустарничково-пушицевый, облесенный сосной; 9 — сфагново-пушицевый; 10 — гряды сфагново-кустарничково-пушицевые, облесенные сосной, в грядово-мочажинных микроландшафтах; 11 — гряды сфагново-кустарничково-сосновые в грядово-озерных микроландшафтах; 12 — мочажины сфагново-сосново-шейхцериевые и сфагново-шейхцериевые в грядово-мочажинных микроландшафтах.

Для комплексных грядово-мочажинных микроландшафтов моховой группы, используя значения коэффициентов водоотдачи для гряд и мочажин, приведенные на рис. 14, коэффициенты водоотдачи деятельного слоя микроландшафта в целом можно подсчитать по следующим формулам.

1) При уровне грунтовых вод у поверхности мочажин и ниже ( $z_1 > y$ ) (см. рис. 1 а) по зависимости

$$\xi'_z = \xi_{zГ} P_{Г} + \xi_{zМ} (1 - P_{Г}), \quad (2.27)$$

где  $P_r$  — часть поверхности болота в микроландшафте, занятая грядами в долях от единицы,  $\xi_{z_1}$  — коэффициент водоотдачи гряды при уровне  $z$ ,  $\xi_{z_m}$  — коэффициент водоотдачи мочажины при том же уровне  $z$ .

2) При уровне грунтовых вод, стоящих выше поверхности мочажин ( $z_1 < y$ ) (см. рис.1 б), используется зависимость

$$\xi_z = \xi_{z_1} n_z P_r + \xi_{z_m} (1 - n_z P_r), \quad (2.28)$$

в которой

$$n_z = \sqrt{\frac{4}{L_{r \max}^2} (y z_1 - z_1^2) + \frac{z_1}{y}}. \quad (2.29)$$

В последнем выражении  $L_{r \max}$  — поперечный размер гряды у ее основания, т. е. при уровне  $z_1 = y$  (уровень находится у поверхности мочажины),  $z_1$  — расстояние от наивысшей точки поверхности гряды до уровня грунтовых вод, остальные обозначения прежние.

Выражение (2.29) вытекает из уравнения очертания поперечного профиля средней поверхности гряды, если принять это очертание в виде сегмента с основанием  $L_{r \max}$ , что, по данным полевых обследований, весьма близко к реальным профилям [39]. Так

как величина  $\frac{4}{L_{r \max}^2} (y z_1 - z_1^2)$  всегда мала по сравнению

с  $\frac{z_1}{y}$ , то ею можно пренебречь. Тогда множитель  $n_z$  будет выражен простой зависимостью:

$$n_z = \sqrt{\frac{z_1}{y}}. \quad (2.30)$$

Для определения, например, послойного значения коэффициента водоотдачи в грядово-мочажинном микроландшафте при количестве гряд  $P_r = 0,3$  (30%) и уровне от РПМ (расчетная поверхность микроландшафта), равном — 32,5 см, по формуле (2.27), на основании данных рис. 14, имеем

$$\xi_{z = -32,5} = 0,29 \cdot 0,3 + 0,55(1 - 0,3) = 0,47.$$

При том же количестве гряд ( $P_r = 0,3$ ), но при уровне  $z = +12,5$  см от РПМ, учитывая, что  $y = 40$  см и величина  $z_1 = 0,5 H_M^r - z = 17,5 - 12,5 = 5$  см,  $\xi_{z_1} = 0,93$ , коэффициент водоотдачи по формулам (2.28) и (2.30), очевидно, будет:

$$\xi_{z = +12,5} = 0,93 \sqrt{\frac{5}{40}} \cdot 0,3 + 1 \left( 1 - \sqrt{\frac{5}{40}} \cdot 0,3 \right) = 0,99.$$

Если для неосушенных болот в общих выражениях для коэффициента водоотдачи (2.24) и (2.25) значения функции распределения влагоемкости  $\eta_{в1}$ ,  $\eta_{в2}$  и влажности  $\eta_1$  и  $\eta_2$  в зоне аэрации в конечном счете определяются положением уровня грунтовых вод (поскольку изменение нагрузки на твердый скелет и изменение

активной пористости происходит в относительно небольших пределах, обусловленных амплитудой периодических, сезонных колебаний уровней), то при осушении и эксплуатации осушенных торфяных массивов полностью нарушается состояние естественного динамического равновесия торфяной залежи. Увеличение толщины зоны аэрации и амплитуды колебаний уровней (вплоть до падения уровней в засушливые годы ниже контактного слоя торфа с минеральным грунтом при песчаных подстилающих грунтах) приводят к разрыву сплошности влаги в капиллярах и образованию подвешенной капиллярной влаги при снижении уровней грунтовых вод. Вследствие этого не выполняется однозначное соответствие значений послойных коэффициентов водоотдачи и уровней грунтовых вод, и корреляционная связь между этими величинами становится крайне слабой.

Обширные исследования водоотдачи осушенных торфяных залежей (в лабораторных и полевых условиях) были выполнены К. Лундиным [69] и рядом других авторов [39, 70 и др.]. Согласно этим исследованиям, высота капиллярного поднятия в зоне аэрации для осушенных низинных залежей составляет 50—110 см при максимальной высоте капиллярного поднятия  $h_{к\text{ макс}} = 175$  см. Последняя величина относится к участкам осушенной торфяной залежи, подвергшимся сильной осадке и располагающимся около бровок каналов-осушителей или карьеров добычи торфа. Обработка многочисленных данных по 10 различным осушенным болотным массивам с низинной залежью позволила К. Лундину рекомендовать для расчета удельной водоотдачи, т. е. для расчета суммарного коэффициента водоотдачи, при  $z > h_{к\text{ макс}}$  следующую зависимость:

$$\xi = 0,20 \left( 1 - \frac{0,7h_{к\text{ макс}}}{z} \right), \quad (2.31)$$

где  $h_{к\text{ макс}}$  — максимальная высота капиллярного поднятия,  $z$  — глубина уровня грунтовых вод от поверхности залежи.

Для глубины уровня  $z < h_{к}$  значения коэффициента водоотдачи  $\xi$  колеблются от 0,06 до 0,10 в зависимости от вида торфа, степени разложения и уплотнения его после осушения.

Зависимость суммарного коэффициента водоотдачи (выраженного в долях его максимального значения  $\frac{\xi}{\xi_{\text{макс}}}$ ) от уровня грунтовых вод при различной степени уплотненности торфяной залежи в результате осушения и освоения ее была получена К. Лундиным. Степень уплотненности залежи, согласно К. Лундину, характеризуется высотой полного капиллярного насыщения ее  $h_{0к}$  над уровнем грунтовых вод.

Как очевидно, высота полного капиллярного насыщения  $h_{0к} < h_{к}$ , причем  $h_{0к}$  и  $h_{к}$  тем больше, чем более уплотнена залежь и чем меньше ее активная пористость. Используя для расчетов эмпирические графики  $\frac{\xi}{\xi_{\text{макс}}} = f(z)$ , за максимальное значение

$\xi_{\text{макс}}$  в первом приближении на основании уравнения (2.31) можно принимать величину  $\xi_{\text{макс}} \cong 0,20$ , т. е. наибольшее значение  $\xi$  при  $\frac{h_{\text{к макс}}}{z} \rightarrow 0$ .

Согласно опытам и данным К. Лундина, значения  $\xi_{\text{макс}}$  для различных осушенных болот с низинной торфяной залежью и различной степенью и давностью осушения колеблются в пределах от 0,13 до 0,26. Для верхового осушенного торфа  $\xi_{\text{макс}} \cong 0,1$ .

Сопоставление зависимостей коэффициентов водоотдачи для осушенных залежей от коэффициента фильтрации торфа, рекомендуемых различными авторами, приводится в работе Б. С. Маслова [70]. При этом оказывается, что суммарный коэффициент водоотдачи для метрового слоя залежи (т. е. при снижении уровня грунтовых вод на 1 м от поверхности) оказывается близким по всем формулам в диапазоне изменения коэффициентов фильтрации от 0,001 до 0,01 см/с. Если исключить из рассмотрения зависимость П. А. Бецинского (Венгрия), дающую наибольшие отклонения в значениях водоотдачи, то все остальные зависимости дают значения  $\xi$  для метрового слоя залежи в следующих пределах.

Таблица 5

Коэффициент фильтрации, см/с	0,0001	0,0005	0,001	0,005	0,01
Пределы значений $\xi$	0,05—0,01	0,025—0,08	0,05—0,12	0,09—0,18	0,17—0,24

Рассмотренные данные по водоотдаче осушенных торфяных залежей показывают значительно большую изменчивость ее величин, обусловленную большим количеством влияющих факторов, что затрудняет как сопоставление данных, полученных разными авторами, так и правильный выбор расчетных значений в каждом конкретном случае.

В приближенных воднобалансовых расчетах, выполняемых при составлении проектов осушения или при оценках влияния осушения на состояние осушаемых и окружающих их территорий, можно пользоваться приведенными зависимостями и данными.

## 2.7. Водопроницаемость торфяных залежей неосушенных и осушенных болот

Водопроницаемостью торфяной залежи, как и всякой пористой среды (грунта), называется количество воды, протекающее через единицу площади некоторой поверхности, которая в каждой своей точке перпендикулярна к направлению градиента сил, действующих на поток жидкости при градиенте их, равном единице. Поле сил, действующих на жидкость, заключенную в порах грунта, является потенциальным, так как из-за малых скоростей движения жидкости в порах грунта силами инерции можно пренебрегать и

величины действующих на жидкость сил оказываются функциями только координат.

В соответствии с этим направление перемещения влаги в любой данной точке торфяной залежи происходит в направлении градиента некоторой потенциальной функции  $\Phi$ , зависящей от влажности и влагоемкости торфа (т. е. от вида и степени уплотненности скелета). Потенциал влаги  $\Phi$ , характеризующий потенциальную энергию действующих в дисперсной среде сил, отнесенных к единице объема влаги, равен полной энергии связи наиболее удаленных от частиц скелета грунта слоев воды и потому численно выражается гидростатическим давлением воды в порах грунта [59, 67].

Обозначая поток влаги через единицу площади вектором  $\mathbf{q}$  и градиент потенциала влаги

$$\text{grad } \Phi = \bar{i}_1 \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \bar{i}_2 \frac{\partial \Phi}{\partial y} + \bar{i}_3 \frac{\partial \Phi}{\partial z}, \quad (2.32)$$

запишем общее выражение для потока влаги в данной точке торфяной залежи в виде

$$\mathbf{q} = \lambda_b \text{grad } \Phi, \quad (2.33)$$

где  $\lambda_b$  — обобщенный коэффициент влагопроводности, выражающий количество воды, протекающей через единицу площади эквипотенциальной поверхности при  $\text{grad } \Phi = 1$ .

Выбирая за плоскость сравнения уровней энергии влаги поверхность грунтовых вод в торфяной залежи, можем написать выражения для потенциала влаги в следующей форме:

а) выше уровня грунтовых вод (в слое аэрации)

$$\text{grad } \Phi = \frac{1}{c_b} \text{grad } \eta = \text{grad } (\gamma h_a + \gamma h_{oc} + \gamma h_k), \quad (2.34)$$

б) ниже уровня грунтовых вод

$$\text{grad } \Phi = - \text{grad } \gamma h, \quad (2.35)$$

где  $\eta$  — объемная влажность торфа;  $c_b$  — коэффициент изменения влагосодержания на единицу изменения влагопотенциала;  $\gamma$  — удельный вес воды;  $(\gamma h_a + \gamma h_{oc} + \gamma h_k)$  — отрицательное гидростатическое давление, выражающее потенциальную энергию адсорбционных ( $\gamma h_a$ ), осмотических ( $\gamma h_{oc}$ ) и капиллярных ( $\gamma h_k$ ) сил, действующих в трехфазной дисперсной среде над уровнем грунтовых вод;  $\gamma h$  — положительное гидростатическое давление ниже уровня грунтовых вод.

При этом поток влаги в зоне аэрации  $\mathbf{q}_a$  выразится зависимостью

$$\mathbf{q}_a = \lambda_b \text{grad } (\gamma h_a + \gamma h_{oc} + \gamma h_k) = \frac{\lambda_b}{c_b} \text{grad } \eta, \quad (2.36)$$

в которой водопроницаемость численно характеризуется коэффициентом влагопроводности  $\lambda_b$ .

Для слоев залежи, расположенных ниже уровня грунтовых вод, в которых движение воды происходит под влиянием градиента давления, обусловленного силой тяжести, поток влаги

$$q = k \operatorname{grad} \gamma h. \quad (2.37)$$

Здесь водопроницаемость торфяной залежи характеризуется коэффициентом фильтрации  $k$ , а выражение (2.37) представляет собой формулу Дарси.

Как уже было показано ранее [см. п. 2.2 и 2.3, формулы (2.19), (2.17) и (2.13)], коэффициент фильтрации зависит от активной пористости торфа, которая в свою очередь определяется давлением на твердую фазу торфа с присоединенной к ней иммобилизованной, неподвижной, влагой. Поэтому водопроницаемость, численно выражаемая коэффициентами фильтрации и влагопроницаемости, меняется вместе с изменением давления на твердую фазу, вызываемым колебаниями уровня грунтовых вод.

Многочисленные исследования [30, 35, 39, 69 и др.], проведенные в области изучения коэффициента фильтрации торфа, дают возможность в настоящее время определить те общие условия, от которых зависит величина коэффициента фильтрации торфяной залежи в инертном и деятельном горизонтах болот, находящихся в естественном состоянии, и торфяных залежей в болотах, подвергшихся действию осушения и освоения.

В инертном горизонте неосушенных болот коэффициент фильтрации торфа зависит от степени дисперсности твердой фазы и влагонасыщенности (ниже уровня грунтовых вод) слоев торфа (см. п. 2.2). С ростом количества мелких и мельчайших фракций в торфе, т. е. с увеличением степени разложения и соответственно с увеличением поверхности раздела жидкой и твердой фаз, коэффициент фильтрации уменьшается, изменяясь при этом в широких пределах: от  $a \cdot 10^{-2}$  до  $a \cdot 10^{-6}$  см/с, где  $a$  — положительное число от 1 до 10.

Поскольку ботанический состав торфа, объемный вес твердой фазы (плотность твердой фазы) и влагонасыщенность в торфяной залежи коррелятивно связаны со степенью разложения, то основным физическим критерием, определяющим коэффициент фильтрации, является степень разложения торфа.

Влияние на коэффициент фильтрации вариаций ботанического состава при данной степени разложения относительно невелико. При определении коэффициента фильтрации для торфяного пласта определенной степени разложения в условиях естественной залежи это влияние оказывается меньше, чем естественная вариация значений коэффициентов фильтрации данного пластообразующего вида торфа при перемещении в торфяном пласте от одной точки к другой. В последней графе табл. 6 даны пределы колебания коэффициента фильтрации  $k$  в естественной залежи, характеризующие естественную вариацию его значений на малых расстояниях в пласте торфа данной степени разложения. В соответствии с таблицей на рис. 15 показана обобщенная зависимость

среднего в пласте торфа коэффициента фильтрации от степени разложения торфа в условиях его естественного залегания. При этом использованы обобщенные значения  $k$  для всех ботанических видов торфа и для любой степени разложения.

Таблица 6

Расчетные значения коэффициентов фильтрации торфов в инертном горизонте неосушенных болот (кроме топяных участков болот)

Тип торфа (в естественной залежи) и степень его разложения	Коэффициент фильтрации, см/с	
	среднее значение	пределы колебания
Низинный торф (гипново-осоковый, осоковый, осоково-сфагновый) слаборазложившийся (25—30%) среднеразложившийся (40—55%)	0,005 0,0008	0,002—0,01 0,0002—0,002
Верховой торф очень слабо разложившийся (до 10%) слаборазложившийся (10—20%) среднеразложившийся (35—45%) сильноразложившийся (55—65%)	0,015 0,004 0,0005 $5 \cdot 10^{-5}$	0,01—0,025 0,002—0,007 0,00025—0,001 $8 \cdot 10^{-5}—2 \cdot 10^{-6}$

Так как водопроницаемость торфа зависит от активной, а не от полной физической пористости материала, то изменения коэффициента фильтрации обуславливаются двумя главными факторами: внешним давлением на твердую фазу торфа, которое определяет степень уплотнения органических частиц торфа вместе с заключенной в них связанной водой, и количеством заключенной в частицах торфа неподвижной влаги, определяющей размер или, грубо говоря, упрощая физику явления, «набухание» частиц. Эти два фактора при осушении торфяной залежи влияют на коэффициент фильтрации в противоположных направлениях. С одной стороны, при снижении уровня грунтовых вод от веса материала и капиллярной влаги, находящихся над грунтовыми водами, увеличивается давление на скелет торфа. Скелет торфа уплотняется и тем самым уменьшается свободная и активная пористость материала, что должно приводить к уменьшению коэффициента фильтрации. С другой стороны, частичное обезвоживание торфа в слоях выше уровня грунтовых вод под влиянием его снижения и процесса испарения приводит к сокращению размеров частиц и увеличению активной пористости материала и соответственно к увеличению коэффициента фильтрации.

В результате взаимной частичной компенсации этих двух процессов активная пористость при осушении меняется сравнительно мало, и коэффициенты фильтрации торфа под влиянием осушения уменьшаются, по исследованиям многих авторов, от 1,2 до 100 раз, т. е. максимум на два порядка по сравнению со значениями их для неосушенных торфяных залежей. Об этом свидетельствуют

многочисленные измерения коэффициентов фильтрации в осушенных торфяных залежах, выполненные различными исследователями [27, 69, 70, 113 и др.] и в разнообразных условиях.

При этом однозначного изменения коэффициента фильтрации при осушении не наблюдается. Изменения могут быть как совершенно незначительные, так и на два порядка меньше по сравнению с начальной величиной до осушения в зависимости от преобладающего действия одной или другой из указанных выше причин, которые в свою очередь обусловлены начальной влагонасыщенностью осушаемого торфяного массива и характером его водного питания (напорное вертикальное, боковое, безнапорными грунтовыми водами, атмосферное).

Наиболее обстоятельные исследования, а также обобщения предыдущих работ по изучению коэффициентов фильтрации осушенных торфяных залежей были проведены К. Лундиным [69] и Б. С. Масловым [70]. К. Лундиным рекомендована и наиболее обоснованная формула для коэффициентов фильтрации осушенных болот, согласно которой коэффициент фильтрации зависит от глубины залегания уровня грунтовых вод после осушения и от времени, прошедшего после осушения и понижения среднего уровня. Фактор времени определяет изменение физического состояния среды после осушения как вследствие уплотнения торфа, так и вследствие улучшения доступа кислорода в торфяную

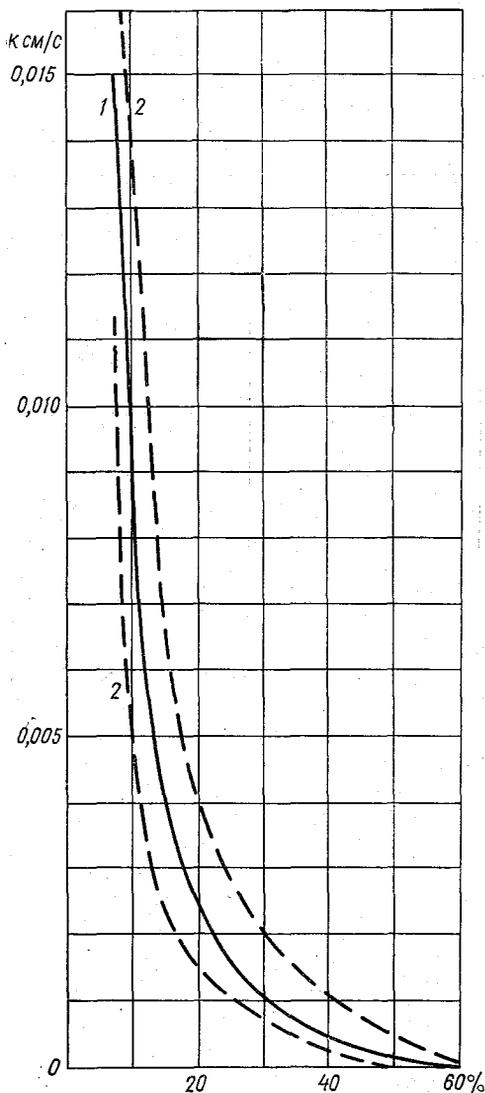


Рис. 15. Обобщенная зависимость коэффициентов фильтрации торфа в естественных залежах ненарушенной структуры от степени его разложения.

1 — кривая средних значений коэффициента фильтрации на пласт торфа, 2 — линии предельных отклонений значений коэффициентов фильтрации при естественной вариации их значений в пласте от точки к точке.

залежь и вызванной этим активизации окислительных и биохимических процессов.

Зависимость  $K$ . Лундина имеет вид

$$k = k_0 e^{-cz}, \quad (2.38)$$

где  $k_0$  — начальный коэффициент фильтрации, соответствующий стоянию уровней грунтовых вод у поверхности болота или вблизи поверхности, что отвечает естественным условиям, имеющим место на неосушенных болотах ( $z=0$ );  $c$  — коэффициент влияния времени, прошедшего после осушения, или коэффициент давности осушения.

Значения этого коэффициента, по К. Лундину, приводятся в табл. 7. Характерно, что значения  $c$  сразу после осушения торфяника начинают возрастать и через 10—12 лет достигают максимума. Следовательно, через 10—12 лет коэффициент фильтрации осушенной залежи достигнет минимума. После этого значения  $c$  несколько снижаются, а коэффициент фильтрации соответственно возрастает.

Таблица 7

Значения параметра  $c$

Количество лет после осушения . . . . .	Значения параметра $c$							
	до 1 года	2	5	10	15	20	25	30
Значения $c$ (при выражении глубины уровня $z$ в метрах) . . . . .	1,0	2,8	4,0	4,5	4,4	4,0	3,6	3,4

Обнаруженная закономерность в изменениях коэффициента фильтрации осушенных торфяных залежей во времени, по-видимому, свидетельствует о том, что в первые 10 лет преобладающее значение в изменении их водопроводимости имеет процесс уплотнения торфа, а в дальнейшем главную роль начинают играть физико-химические изменения в составе торфяной среды, в том числе — под влиянием различных агротехнических мероприятий.

Следует заметить, что зависимость  $k$  от времени, исследованная К. Лундиным, получена по данным наблюдений на осушенных болотах, которые после осушения использовались в сельскохозяйственном производстве. При осушении болот для другого вида их дальнейшего использования, как например, для торфоразработок, закон изменения  $k$  во времени, естественно, может быть иным. Однако таких наблюдений нет, поскольку давность осушения в 25 лет и более в настоящее время имеет место лишь при использовании болот для нужд сельского хозяйства.

В расчетах все же нельзя ожидать большой ошибки, если для осушенных болот принять за основу данные и рекомендации К. Лундина и в случаях осушения болот для различного рода строительства.

Исходя из имеющихся данных и наблюдений, К. Лундин считает, что при осушении низинных торфяных залежей их водопроницаемость уменьшается от 10 до 70 раз, в зависимости от

состояния залежи до осушения, а при осушении верховой сфагново-пушицевой залежи торфа — почти в 100 раз. При этом, используя уравнение (2.38), ожидаемое уменьшение коэффициента фильтрации при осушении можно выразить зависимостью

$$\frac{k_1}{k_2} = e^{c(\bar{z}_2 - \bar{z}_1)}, \quad (2.39)$$

где  $k_1$  и  $k_2$  — коэффициенты фильтрации торфяной залежи соответственно до и после осушения,  $\bar{z}_1$  и  $\bar{z}_2$  — средние (без учета сезонных колебаний) уровни грунтовых вод соответственно до и после осушения.

Несмотря на большой экспериментальный материал, который положен в основу вывода указанных зависимостей, процесс изменения физического состояния торфяной среды после ее осушения настолько сложен и обусловлен влиянием большого числа различных факторов, что практически учесть их и получить расчетным путем точные величины коэффициента фильтрации осушенных торфяных залежей на данной стадии изученности вопроса невозможно. При этом, как справедливо указывает К. Лундин, при изучении влияния осушения на фильтрационную способность торфа следует по-разному оценивать изменения, происходящие в слоях ниже и выше средних уровней грунтовых вод. Поэтому для инженерной практики наиболее надежным способом определения коэффициентов фильтрации торфяной залежи после ее осушения и различных преобразований физического состояния среды под влиянием освоения осушенного массива следует считать метод определения коэффициента фильтрации по объемному содержанию твердой фазы. Для этого на основании экспериментальных исследований К. Лундиным разработаны зависимости:

для низинных торфяных залежей

$$k = \frac{16,8}{e^{0,98(\Delta - 4,5)}}, \quad (2.40)$$

для верховой залежи

$$k = \frac{1,75}{e^{2,3(\Delta - 4)}}, \quad (2.41)$$

в которых  $k$  — коэффициент фильтрации, м/сутки;  $e$  — основание натуральных логарифмов;  $\Delta$  — объемное содержание (объемная плотность) твердой фазы в единице объема торфа, выраженное в процентах от объема.

Для вычисления  $\Delta$  после осушения на основании известной глубины и давности осушения К. Лундин рекомендует зависимости: для низинного торфа

$$\Delta = 4,5 + 2,35 \lg \frac{16,8}{k_0} + 1,02cz_{oc}, \quad (2.42)$$

для верхового торфа

$$\Delta = 4,26 + 2,1z_{oc}, \quad (2.43)$$

в которых  $z_{00}$  — средняя глубина уровня грунтовых вод после осушения;  $k_0$  — коэффициент фильтрации торфа до осушения (при  $z_{0c} = 0$ ),  $c$  — коэффициент влияния времени осушения, определяемый по табл. 7.

При практических расчетах коэффициента фильтрации по формулам (2.40) и (2.41) значения  $\Delta$  лучше принимать на основании данных полевых лабораторных испытаний образцов торфа ненарушенной структуры, взятых из осушенной залежи.

По данным Б. С. Маслова, после осушения низинных болот Мещерской низменности и в пойме р. Яхромы коэффициент фильтрации уменьшился лишь в 1,2—5 раз, т. е. в значительно меньшее число раз, чем по исследованиям Лундина. Эти результаты, как и данные ряда других авторов, показывают, что выполненные исследования еще далеко не достаточны для того, чтобы установить общую и весьма, видимо, сложную зависимость изменения водопроводимости торфяной залежи от главных определяющих ее факторов при ее осушении: начальной степени разложения и ботанического состава торфа, начальной влагонасыщенности и условий водного питания массива, нормы осушения и типа дренажа, времени, прошедшего с момента осушения, а также характера эксплуатации осушенного массива.

При этом время осушения должно, по-видимому, различным образом сказываться при разных климатических условиях, поскольку быстрота уплотнения торфа и его биохимического преобразования зависят от температуры и общей увлажненности территорий в течение годовых циклов.

Водопроводимость деятельного горизонта неосушенных болотных массивов в тысячи и десятки тысяч раз превышает коэффициенты фильтрации пластов торфа, составляющих инертный горизонт. Пределы изменения их в деятельном горизонте от  $a \cdot 10^{-2}$  до  $a \cdot 10^2$  см/с. Если же выражать скорость течения в зоне полуповерхностного стока как линейную функцию уклона (градиента давления), т. е. зависимостью Дарси, что вполне правомерно [39] благодаря малым скоростям течения, то максимальные значения коэффициента фильтрации в деятельном горизонте неосушенных болот могут достигать порядка  $10^3$  см/с.

Существенным отличием физических условий фильтрационного движения воды в деятельном горизонте неосушенных болот от фильтрации грунтовых вод в торфяной залежи инертного горизонта является крупнопористая структура его, образуемая живым и неразложившимся отмершим растительным покровом, которая резко изменяется по толщине деятельного горизонта, обуславливая указанные выше изменения коэффициента фильтрации. С другой стороны, наличие относительно жесткого упругого скелета неразложившихся растений, входящих в торфообразующие фитоценозы, создает значительное постоянство распределения активной пористости по высоте деятельного слоя, мало меняющееся при изменении давления на скелет при колебаниях уровня грунтовых вод. Это в первую очередь относится к тем структурным элементам

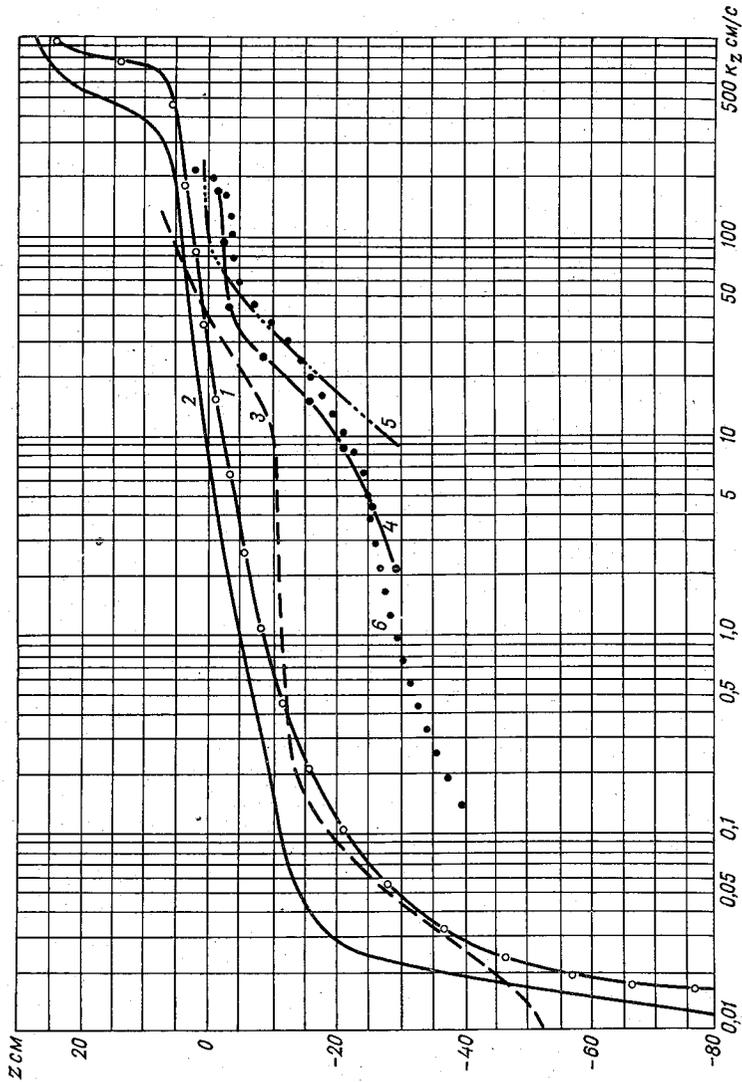


Рис. 16. Эмпирические функции изменения послонных коэффициентов фильтрации с глубиной  $[k_z = f(z)]$  в деятельном горизонте микроландшафтов различных типов.

1 — осокново-типовый; 2 — вейниково-березовый; 3 — сосново-сфагново-кустарничковый, элемент микро рельефа — повышение; 4 — комплексный микроландшафт ленточноградной структуры, элемент микро рельефа — града сфагново-кустарничково-сосновая; 5 — то же, элемент микро рельефа — града сфагново-кустарничкова, облесенная сосной; 6 — сфагново-кустарничковый, облесенный сосной, элемент микро рельефа — повышение,

микрорельефа, в фитоценозах которых присутствует древесная и кустарничковая растительность, «армирующая» моховой покров. В микрорельефах травяной группы аналогичную «армирующую» роль, повышающую устойчивость скелета деятельного горизонта, играют корневища осок, пушицы, пухляка, злаков, тростника и др. Благодаря этим биофизическим особенностям строения деятельного горизонта водопроницаемость его можно характеризовать достаточно устойчивыми эмпирическими функциями распределения значений коэффициентов фильтрации по толщине деятельного горизонта, вид которых зависит от типа растительных ассоциаций, составляющих микрорельефы или их отдельные крупные структурные элементы (для микрорельефов комплексного строения). На рис. 16 даны примеры эмпирических функций зависимости значений коэффициентов фильтрации  $k_z$  от глубины  $z$  в деятельном горизонте микрорельефов травяной группы (осоково-гипнового и вейниково-березового) и крупных структурных элементов микрорельефов сфагново-сосново-кустарничковой группы.

Исследования зависимостей  $k_z = f(z)$  для основных типов болотных микрорельефов, проводившиеся в течение ряда лет на болотных гидрологических станциях Гидрометслужбы, дало возможность получить необходимую физическую основу для гидрологических расчетов водного режима болот и горизонтального водообмена болот с окружающими территориями и водными объектами [26, 39, 96], а также выполнять необходимые обобщения в области гидрологии болот.

## 2.8. Основные гидродинамические характеристики болотных микрорельефов и болотных массивов

Любой болотный массив, являющийся мезорельефом или макрорельефом, представляет собой закономерно построенную систему, состоящую из ряда болотных микрорельефов (или болотных фаций), различающихся по составу и структуре растительного покрова и соответственно по физическим свойствам деятельного горизонта. Для того чтобы расчеты гидрометеорологического режима болотных массивов могли опираться на результаты исследований физических свойств растительного покрова и торфяной залежи болот, необходимо, чтобы все экспериментальные определения этих свойств относились к определенным типам болотных микрорельефов, которые являются элементарной структурной географической единицей болот. Это открыло бы возможности широкого обобщения данных и распространения результатов экспериментальных исследований на различные типы болотных массивов, используя для этой цели аэрофотосъемку (см. п. 1.7 и 1.8). При этом выводы теоретических формул для расчетов водного режима болотных массивов могут опираться на общие закономерности их развития и формирования.

К основным гидродинамическим характеристикам болотных массивов относятся: 1) уровни грунтовых болотных вод, амплитуды их колебаний и изменения уровней по территории болотного массива; 2) закономерности изменения водопроницаемости деятельного горизонта и торфяной залежи по глубине и по территории болотного массива; 3) закономерности изменения водоотдачи деятельного слоя и торфяной залежи при изменении уровней грунтовых вод; 4) толщина деятельного горизонта и ее изменения по территории массива; 5) проточность воды в деятельном слое и в торфяной залежи, ее изменения по глубине торфяной залежи и по площади болотного массива; 6) модуль проточности и его изменения по площади болотного массива.

Для каждого данного типа микроландшафта перечисленные характеристики, отнесенные к деятельному горизонту, должны оставаться неизменными в пределах занимаемой им площади на болотном массиве. Поэтому изменения их по территории болотного массива в общем случае определяются числом болотных микроландшафтов и их расположением на нем. Болотным мезоландшафтам разных типов, для которых характерны определенные закономерности в расположении микроландшафтов, свойственны и соответствующие закономерности изменения гидродинамических характеристик.

В болотных макроландшафтах, обладающих значительно большим разнообразием входящих в них микроландшафтов и более сложным их взаимным расположением, изменения гидродинамических характеристик по территории следует рассматривать по определенным характерным направлениям, в качестве которых удобно принимать направления наибольших уклонов поверхности болота, перпендикулярные к горизонталям поверхности (см. п. 2.9) и хорошо определяемые с помощью аэрофотосъемки (см. п. 1.8).

Таким образом, болотная система любой сложности строения может быть охарактеризована соответствующими закономерностями изменения гидрологических характеристик по ее территории.

Эти же характеристики, но отнесенные к торфяной залежи, изменяются по территории болотных массивов не в полном соответствии с размещением границ микроландшафтов различных типов, поскольку их современная растительность и ее структура не являются полным индикатором стратификации торфяной залежи, степени разложения и ботанического состава слагающих ее слоев торфа. При этом между типами болотных микроландшафтов и видами торфа, слагающего инертный горизонт, существуют лишь коррелятивные связи с различной степенью их тесноты [89].

Определим теперь некоторые важные понятия.

Уровнем грунтовых вод на болотных массивах будем называть положение поверхности, которая разделяет зону полного насыщения торфяной залежи водой, содержащую свободную гравитационную и связанную с твердым скелетом грунта воду при данном атмосферном давлении, от зоны аэрации, содержащей только свя-

занную воду (см. п. 2.3). Определение положения этой поверхности производится с помощью водомерных скважин, причем за плоскость отсчетов уровня грунтовых вод в каждом микроландшафте принимается либо средняя поверхность зоны развития микрорельефа, либо характерная средняя поверхность повышенных или пониженных элементов микрорельефа в месте расположения скважин (см. п. 2.5).

Как показали исследования С. С. Корчунова и И. И. Могилевского [58], определение истинного уровня грунтовых вод на болотах с помощью обычных водомерных скважин сопряжено с некоторыми ошибками из-за влияния на положение уровня в скважине распределения и величины влагопотенциала в зоне аэрации. Несоответствие уровня в скважине истинному положению поверхности грунтовых вод в торфе увеличивается с увеличением степени разложения торфа и диаметра скважины. При малых степенях разложения торфа, а также крупнопористой структуре деятельного горизонта эти ошибки невелики и им можно в большинстве случаев пренебречь. Однако при организации измерений уровня в более глубоких слоях инертного горизонта, сложенного торфом средних степеней разложения, с этим необходимо считаться и для уменьшения разности уровней поперечное сечение скважины следует делать возможно меньшим и вводить необходимые поправки в показания скважины.

Амплитудой колебаний уровня называется расстояние между наивысшим и наименьшим положением уровня за некоторый данный, интересующий нас, промежуток времени. В соответствии с этим можно говорить о годовой, месячной, декадной, суточной амплитуде, а также о многолетней амплитуде колебаний уровней. Последняя представляет собой разность уровней между наиболее высоким и наиболее низким его положением, наблюдавшимся в течение многолетнего периода. Поскольку амплитуда колебаний уровня является очень важной физической характеристикой водного режима болот, количественное выражение которой не связано с условно выбираемой плоскостью отсчета уровней, применение к ней основных приемов статистического гидрологического анализа и построение кривых повторяемости и обеспеченности, дает представление не об условной вариации этой величины, а о характерных ее значениях в разных микроландшафтах для каждого типа фитоценоза и различных частей болотного массива. Точно так же выражение уровня в отсчетах от средней поверхности болота дает возможность правильно оценить изменения условий аэрации деятельного горизонта болот и изменения экологических условий для растительности.

Проточностью в болотных массивах будем называть поток влаги или расход воды, фильтрующейся в инертном и деятельном горизонтах ниже уровня грунтовых вод, через единицу площади поверхности, ортогональной к градиенту давления в данном месте. Таким образом, проточность в общем случае выразится уравнением (2.37).

Рассмотрим разрез болотного массива (рис. 17) вдоль любой произвольно выбранной на нем линии наибольшего уклона поверхности  $O-s$  (см. рис. 18), которую примем за направление горизонтальной координаты  $s$  с началом отсчета в точке  $O$ . Вертикальную ось  $y$  направим из точки  $O$  вниз. Обозначим, как и ранее, поток влаги в некоторой точке болотного массива с координатами  $s_0, y_0$  вектором  $\mathbf{q}$ . Разложим его на вертикальную ( $q_y$ ) и горизонтальную ( $q_x$ ) составляющие фильтрационного расхода, которые назовем соответственно вертикальной и горизонтальной проточностью в данной точке болотного массива. Учитывая, что в торфяной залежи нет водонепроницаемых слоев грунта и имеет место один

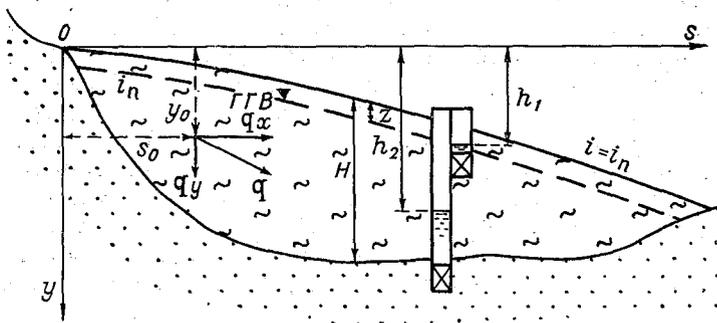


Рис. 17. Разрез болотного массива вдоль линии стекания.

водоносный горизонт, в котором распределение давлений подчиняется гидростатическому закону, изменение напора  $h$  в каждом слое торфяной залежи в горизонтальном направлении должно определяться уклоном свободной поверхности (ГГВ) грунтовых вод  $i_n$ , а в вертикальном направлении — распределением слоев торфяной залежи с различными коэффициентами фильтрации, их толщинами и разностью напоров на уровне грунтовых вод и в слое подстилающего торф грунта непосредственно у границы залегания торфа.

При этом условии горизонтальная проточность в некотором  $j$ -том слое залежи  $q_x$  выражается зависимостью

$$q_{xj} = i_n k_j \quad (2.44)$$

и будет различной в каждом данном слое  $j$  в зависимости от его водопроводимости  $k_j$ .

Вертикальная проточность  $q_y$  вследствие неразрывности потока и несжимаемости воды должна быть одинаковой для любого слоя  $j$  и выражается известной из гидравлики грунтовых вод зависимостью (см. работу [51])

$$q_y = KI = \frac{K(h_1 - h_2)}{H} = \frac{h_1 - h_2}{\sum_1^n \frac{H_j}{k_j}}, \quad (2.45)$$

где  $n$  — число слоев торфяной залежи (грунта) с различными коэффициентами фильтрации,  $H_j$  — толщина  $j$ -того слоя грунта,  $H$  — толщина торфяной залежи ( $H = \sum_1^n H_j$ ),  $(h_1 - h_2)$  — разность пьезометрических высот или падение напора в вертикальном направлении между уровнем грунтовых вод  $h_1$  и пьезометрическим уровнем на границе торфяной залежи с минеральным грунтом  $h_2$  (рис. 17),  $I$  — средний вертикальный градиент напора,  $K$  — водопроводимость торфяной залежи в вертикальном направлении. При этом

$$K = \frac{H}{\sum_1^n \frac{H_j}{k_j}} \quad (2.46)$$

Из зависимости (2.45) нетрудно видеть, что  $q_y$  имеет положительный знак при  $h_2 > h_1$ , т. е. когда напор у дна торфяной залежи больше, чем у поверхности. В этом случае вертикальная фильтрация (проточность) в болотном массиве направлена снизу вверх, т. е. болотный массив имеет напорное питание водами из подстилающих торфяную залежь водоносных слоев грунта. При  $h_2 < h_1$  вертикальная проточность направлена сверху вниз, т. е. болотный массив теряет часть заключенной в нем воды в подстилающие горизонты.

Пьезометрические напоры  $h$  в различных точках торфяной залежи болотного массива определяются с помощью водомерных скважин с фильтрами, установленными на уровнях измерения напора в соответствующем торфяном пласте.

Суммарной горизонтальной проточностью в данном месте болотного массива, или единичным горизонтальным фильтрационным расходом, называется величина

$$q_z = i_n \sum_1^n k_j H_j, \quad (2.47)$$

где  $q_z$  — горизонтальный фильтрационный расход через вертикальное поперечное сечение высотой  $(H - z)$  и шириной, равной единице, при уровне грунтовых вод от поверхности болотного массива в данном микроландшафте  $z$  (см. (рис. 17));  $n$  — число слоев торфяной залежи с различными коэффициентами фильтрации в фильтрующей толще залежи  $(H - z)$ .

При непрерывном изменении коэффициента фильтрации залежи с глубиной вместо (2.47) можно написать выражение

$$q_z = i_n \int_z^{H-z} k_z dH, \quad (2.48)$$

где  $k_z$  — значение коэффициента фильтрации в слое залежи на расстоянии  $z$  от поверхности болота.

Разделяя всю толщу торфяной залежи на инертный горизонт ( $H - z_0$ ) и деятельный горизонт  $z_0$  (см. рис. 17), последнее выражение можно записать в виде двух слагаемых:

$$q_z = i_n \int_z^{z_0} k_z dH + i_n \int_{z_0}^{H-z_0} k_z dH. \quad (2.49)$$

Первое слагаемое выражает часть единичного горизонтального расхода воды, фильтрующей в деятельном горизонте, а второе — часть расхода, фильтрующего в инертном горизонте.

Учитывая высокую водопроницаемость деятельного горизонта по сравнению с инертным горизонтом (см. п. 2.7), при вычислении суммарной горизонтальной проточности можно пренебрегать частью расхода, фильтрующего через инертный горизонт. Как было показано ранее в работе [37], величина второго слагаемого в выражении (2.49) составляет менее одной десятой процента от первого. Благодаря этому при вычислении величины единичного расхода  $q_z$  при положении уровней грунтовых вод в пределах деятельного горизонта ( $z < z_0$ ), в формуле (2.49) можно ограничиваться лишь первым слагаемым и полагать (имея в виду, что  $dH = dz$ )

$$q_z \cong i_n \int_z^{z_0} k_z dz. \quad (2.50)$$

При этом зависимости  $k_z = f(z)$  определяются согласно данным, рассмотренным в п. 2.7.

Поскольку рельеф средней поверхности болотных массивов (см. п. 2.5) практически достаточно точно совпадает с рельефом поверхности грунтовых вод [39], значения уклонов поверхности грунтовых вод  $i_n$  во всех формулах для горизонтальной проточности [(2.47) — (2.50)] можно заменить равными им значениями уклонов средней поверхности болота  $i$ .

Отношение единичного горизонтального расхода  $q_z$  при уровне грунтовых вод  $z$  к уклону средней поверхности болота  $i$  называется модулем горизонтальной проточности и обозначается  $M_z$ . Из зависимости (2.50) следует, что модуль проточности имеет двойное выражение:

$$M_z = \frac{q_z}{i} = \int_{z_0}^z k_z dz \quad (2.51)$$

и может быть подсчитан по известным эмпирическим зависимостям  $k_z = f(z)$  для каждого типа болотного микроландшафта (табл. 1 приложения). Модуль проточности является, таким образом, некоторой функцией уровней грунтовых вод и характеризует горизонтальную водопроницаемость деятельного горизонта болотных микроландшафтов различных типов при данном уровне грунтовых вод  $z$ . Зависимости значений  $M_z$  от  $z$  для различных типов микро-

ландшафтов даны в приложении 1. Зная значения  $M_z$  и уклон средней поверхности в данном микроландшафте ( $i$ ) всегда можно подсчитать горизонтальную проточность для любого уровня грунтовых вод  $z$ :

$$q_z = M_z i. \quad (2.52)$$

Модуль вертикальной проточности  $M_y$ , как видно из зависимостей (2.45) и (2.46), равен водопроницаемости торфяной залежи в вертикальном направлении и при непрерывном изменении коэффициента  $k_z$  с глубиной, согласно уравнениям (2.45) и (2.46), выражается формулой

$$M_y = \frac{q_y}{I} = \frac{H - z}{\int_0^{H-z} \frac{dz}{k_z}}. \quad (2.53)$$

Значения модулей проточности в горизонтальном и вертикальном направлениях характеризуют интенсивность водообмена болотного массива в данном его месте и являются сравнимыми физическими характеристиками для различных типов болотных микроландшафтов и типов торфяных залежей.

Введем понятие среднего модуля проточности  $\overline{M}_z$ , представляющего собой отношение средней многолетней величины горизонтальной проточности  $\overline{q}_z$  к уклону поверхности болотного массива в данной точке. При этом на основании (2.51) имеем

$$\overline{M}_z = \frac{\overline{q}_z}{i} = \int_{z_0}^{\overline{z}} k_z dz, \quad (2.54)$$

где  $\overline{z}$  — средний уровень грунтовых вод, соответствующий средней проточности  $\overline{q}_z$ .

Вводя понятие среднего коэффициента фильтрации  $\overline{k}_0$  в деятельном горизонте, соответствующего положению среднего многолетнего уровня грунтовых вод  $\overline{z}$ ,

$$\overline{k}_0 = \frac{\int_{z_0}^{\overline{z}} k_z dz}{z_0 - \overline{z}} \quad (2.55)$$

(где  $z_0$  — толщина деятельного горизонта), вместо (2.54) получаем другое выражение для среднего модуля проточности в виде

$$\overline{M}_z = \overline{k}_0 (z_0 - \overline{z}). \quad (2.56)$$

Исходя из уравнений (2.54) и (2.56) получаем зависимость для средней горизонтальной проточности деятельного слоя:

$$\overline{q}_z = i \overline{k}_0 (z_0 - \overline{z}). \quad (2.57)$$

Очевидно, так же можно выразить и проточность при любом переменном уровне грунтовых вод  $z$ :

$$q_z = ik_0(z_0 - z), \quad (2.58)$$

где  $k_0$  — средний коэффициент фильтрации в фильтрующем слое  $(z_0 - z)$  при уровне грунтовых вод  $z$ .

Последняя формула представляет собой кривую связи горизонтальной проточности, или единичного расхода воды, в деятельном горизонте с уровнями грунтовых вод в данной точке болотного массива.

Согласно определениям болотного микроландшафта (или фации) (с. 25) и деятельного горизонта (с. 69), физические свойства деятельного горизонта в пределах территории, занимаемой одним и тем же микроландшафтом, остаются неизменными. Таким образом, в пределах площади данного типа болотного микроландшафта должны быть неизменными: функция распределения коэффициентов фильтрации в деятельном слое  $k_z = f(z)$ , зависимость водоотдачи от уровня болотных вод  $\xi_z = \xi(z)$  (см. п. 2.6), а также должны сохранять постоянные значения величины  $z_0$ ,  $z$ ,  $k_0$ ,  $q_z$  и химический состав вод  $\Phi$ . При этом условии, как следует из зависимости (2.57), уклон в одном и том же типе микроландшафта должен быть также постоянным.

Совокупность постоянных значений названных величин представляет собой гидрологическую характеристику болотного микроландшафта. Отсюда вытекают два важных следствия: 1) изменение любой из указанных величин влечет за собой и изменение состава и структуры растительного покрова, т. е. типа болотного микроландшафта; 2) в пределах одного и того же типа микроландшафта должна оставаться неизменной зависимость (2.58) единичного расхода  $q_z$  от уровня грунтовых вод  $z$ .

Перейдем к рассмотрению гидродинамических характеристик болотного массива, который всегда может рассматриваться как закономерно построенная система болотных микроландшафтов. Как уже было показано в п. 1.7, болотные массивы могут быть представлены либо одним мезоландшафтом, либо системой мезоландшафтов, т. е. болотным макроландшафтом. Основной структурной единицей для тех и других является болотный микроландшафт.

Следовательно, гидрологическая характеристика болотного массива должна отражать свойства целой группы взаимосвязанных болотных микроландшафтов.

Чтобы убедиться в этом, рассмотрим выражения среднего модуля проточности в виде (2.56) и (2.54). Из этих уравнений видно, что при сохранении неизменным значения  $\overline{M}_z$  могут меняться все три гидрологические характеристики болотного микроландшафта:  $z_0$ ,  $z$  и  $k_0$  или  $k_z = f(z)$ .

Таким образом, любое конкретное значение среднего модуля проточности  $\overline{M}_z$  выражает собой такую группу взаимосвязанных

микроландшафтов, для которых при соответствующих им возможных изменениях значений  $z_0$ ,  $\bar{z}$ ,  $\bar{k}_0$  произведение  $(z_0 - \bar{z})\bar{k}_0$  (или

интеграл  $\int_{z_0}^{\bar{z}} k_z dz$ ) равно данному значению модуля. Иначе говоря,

выражения (2.56) и (2.54) являются условием, показывающим, какая группа микроландшафтов представляется данным значением среднего модуля проточности  $\bar{M}_z$ .

При рассмотрении различных закономерностей изменения модулей проточности  $\bar{M}_x$  и  $\bar{M}_y$  по территориям болотных массивов (представленных мезоландшафтами или макроландшафтами), очевидно, должны получиться соответствующие сравнимые характеристики различных болотных мезо- и макроландшафтов.

Рассмотрим для этого вначале закономерности изменения среднего модуля горизонтальной проточности  $\bar{M}_z$  вдоль линий максимальных уклонов  $s$ , принятых нами выше за криволинейную систему координат в горизонтальной плоскости (см. рис.17). Поскольку уклоны поверхности грунтовых болотных вод совпадают с уклонами средней поверхности болота, можно, очевидно, написать, что вдоль любой линии  $s$  на болотном массиве

$$i = i_n = \frac{dy}{ds}, \quad (2.59)$$

где  $y$  — ординаты точек поверхности болота в принятой системе координат.

Направления линий максимальных уклонов  $s$  определяют и направления скоростей горизонтальной фильтрации в деятельном горизонте и в торфяной залежи болотного массива, и, в соответствии с зависимостями (2.50) и (2.52), направления горизонтальной проточности  $q_z$  в любой заданной точке на территории болотного массива. Таким образом, совокупность линий  $s$  определяет поле скоростей горизонтальной фильтрации и проточностей и называется сеткой линий стекания, или сеткой линий токов горизонтального потока болотных вод [37, 39].

Закон изменения среднего модуля проточности  $\bar{M}_z$  вдоль любой линии тока  $s$  может быть в общем случае различным. Поэтому гидрологической характеристикой болотного массива в наиболее общей форме является совокупность функций

$$\bar{M}_{zi} = f_i(s_i), \quad (2.60)$$

выражающих многообразие изменения модуля проточности вдоль линий тока на всей территории болотного массива.

Как будет показано ниже (см. п. 2.13, 2.14), любой конкретный болотный массив можно разложить на конечное множество фрагментов (участков) с одинаковым законом изменения  $\bar{M}_z$  вдоль любой линии тока внутри каждого фрагмента. Это дает возможность

характеризовать любой конкретный болотный массив небольшим числом различных функций  $\overline{M_{zi}}$ , равным числу простых фрагментов, на которые может быть разложена сложная сетка линий токов болотного макроландшафта.

Болотные массивы симметричной формы, имеющие в плане, например, форму круга или прямоугольника с параллельными линиями тока, достаточно характеризуются лишь одной функцией  $\overline{M_z}$ , поскольку они состоят только из одного фрагмента, и вдоль любой линии тока  $s$  для таких болотных массивов закон изменения  $\overline{M_z}$  остается одинаковым.

Отсюда следует, что степень сложности гидрологического строения любого конкретного болотного массива как природной системы можно оценить количественно.

Действительно, пусть общее число фрагментов, на которые может быть разложен болотный массив, равно  $N$ . Из них число фрагментов, имеющих различные функции  $\overline{M_{zi}}$ , т. е. разнообразие фрагментов,  $N_p \leq N$ .

Очевидно, что отношение

$$\frac{N_p}{N} = N_p^* \quad (2.60')$$

выразит величину относительного разнообразия фрагментов массива, т. е. количество разнообразия, приходящегося на один фрагмент массива, и может являться мерой сложности строения массива при данном его разнообразии  $N_p$ .

Рассмотрим пример.

Пусть два различных массива имеют одно и то же число разнообразия фрагментов, например,  $N_p = 5$ . Но один массив при этом раскладывается на 20 фрагментов, а другой на 5. В первом случае  $N_p^* = 0,25$ , а во втором  $N_p^* = 1$ . Совокупность двух величин  $N_p$  и  $N_p^*$ , очевидно, может служить полной мерой сложности строения системы. В рассматриваемом примере в первом случае эта совокупность имеет значение:

$$N_p = 5, \quad N_p^* = 0,25;$$

во втором:

$$N_p = 5, \quad N_p^* = 1.$$

Обратим внимание, что во втором случае, при разнообразии, равном пяти, массив имеет наиболее простое из всех возможных случаев строения, так как он раскладывается на минимально возможное число фрагментов при этом разнообразии. В первом случае, при том же разнообразии, равном пяти, массив имеет гораздо более сложное строение в расположении на нем различных фрагментов. Из приведенного рассуждения и примера видно, что чем меньше  $N_p^*$  и чем больше  $N_p$ , тем сложнее строение данного болотного массива. Таким образом, для крупных болотных систем

Гидрологические характеристики болотных микроландшафтов

Группы типов болотных микроландшафтов	Средняя многолетняя величина проточности $q_z$ л/(с · км)	Средний многолетний модуль проточности $M_z$ см <sup>2</sup> /с	Характерные уклоны поверхности болота и зеркала грунтовых вод вдоль линий стекания $i_s$
1. Сосново-кустарничковые (высота древостоя 9—13 м)	0,5—1,5	0,5—0,7	0,01—0,02
2. Сосново-сфагново-кустарничковые (высота древостоя 4—6 м)	0,7—2	1,4—2,5	0,005—0,008
3. Сфагново-кустарничковые и сфагново-кустарничково-пушицевые, облесенные сосной (центральные части выпуклых массивов)	1—2,5	8—16	0,00125—0,0015
4. Грядово-мочажинные ленточногрядовой структуры и грядово-озерные:			
А) Грядово-мочажинные комплексы со сфагново-кустарничковыми, облесенными сосной грядами и сфагново-шейхцериевыми мочажинами (с открытой водной поверхностью):			
а) $p_r = 80\%$ , $p_m = 20\%$ , $y_{\max} = 30$ см	0,8—2	2,2—5	0,0037—0,004
б) $p_r = 70\%$ , $p_m = 30\%$ , $y_{\max} = 26$ см	0,8—2	2,7—5,7	0,0030—0,0035
Б) Грядово-мочажинные комплексы со сфагново-кустарничковыми, облесенными сосной грядами и сфагново-пушицевыми мочажинами:			
а) $p_r = 80\%$ , $p_m = 20\%$ , $y_{\max} = 22$ см	1,2—2,5	3,4—7	0,0030—0,0037
б) $p_r = 70\%$ , $p_m = 30\%$ , $y_{\max} = 22$ см	1,3—3,0	4,3—10	0,0025—0,0035
в) $p_r = 60\%$ , $p_m = 40\%$ , $y_{\max} = 22$ см	1,5—3,0	7,5—15	0,0018—0,0025

Группы типов болотных микроландшафтов	Средняя многолетняя величина проточности $\bar{q}_z$ л/(с · км)	Средний многолетний модуль проточности $\bar{M}_z$ см <sup>2</sup> /с	Характерные уклоны поверхности болота и зеркала грунтовых вод вдоль линий стекания $i_s$
<p>В) Грядово-мочажинные комплексы со сфагново-кустарничковыми, облесенными сосной грядами и сфагново-шейхцериевыми мочажинами:</p> <p>а) <math>p_r = 60\%</math>, <math>p_m = 40\%</math>, <math>u_{\max} = 22</math> см</p> <p>б) <math>p_r = 50\%</math>, <math>p_m = 50\%</math>, <math>u_{\max} = 22</math> см</p> <p>Г) Сильнообводненные грядово-мочажинные и грядово-озерные комплексы со сфагново-кустарничковыми и сфагново-кустарничково-пушицевыми не облесенными или редко облесенными грядами и сфагново-шейхцериевыми мочажинами частично с открытой водной поверхностью, или озерами:</p> <p>а) <math>p_r = 60\%</math>, <math>p_m = 40\%</math>, <math>u_{\max} = 24</math> см</p> <p>б) <math>p_r = 50\%</math>, <math>p_m = 50\%</math>, <math>u_{\max} = 22</math> см</p> <p>в) <math>p_r = 30\%</math>, <math>p_m = 70\%</math>, <math>u_{\max} = 22</math> см</p> <p>г) <math>p_r = 20\%</math>, <math>p_m = 80\%</math>, <math>u_{\max} = 22</math> см</p> <p>д) <math>p_r = 10\%</math>, <math>p_m = 90\%</math>, <math>u_{\max} = 22</math> см</p>	<p>2, 2—4</p> <p>2, 9—4</p> <p>3—6</p> <p>2—6</p> <p>6—9</p> <p>9—11</p> <p>11—15</p> <p>5—9</p> <p>5—9</p>	<p>9—16</p> <p>13—18</p> <p>18—22</p> <p>22—40</p> <p>40—50</p> <p>60—110</p> <p>140—170</p> <p>230—240</p> <p>170—190</p>	<p>0, 0022—0, 0030</p> <p>0, 0020—0, 0025</p> <p>0, 0017—0, 0027</p> <p>0, 0009—0, 0015</p> <p>0, 0015—0, 0018</p> <p>0, 0010—0, 0015</p> <p>0, 0008—0, 0010</p> <p>0, 0001—0, 0004</p> <p>0, 0003—0, 0005</p>
5. Осоково-глиновые			
6. Глиново-осоковые			

стем всегда имеется возможность оценить относительную сложность их строения независимо от конкретных значений функций  $\overline{M_{zi}} = f_i(s_i)$ . Последние будут рассмотрены, как уже указывалось, ниже в п. 2.13 и 2.14.

В табл. 8 приведены значения средних проточностей, средних модулей проточностей и характерных уклонов для наиболее распространенных типов болотных микроландшафтов.

## 2.9. Сетка линий стекания и ее построение по аэрофотосъемке

Совокупность проведенных на плане болотного массива линий, ортогональных к горизонталям поверхностей болотного массива, называется сеткой линий стекания [37, 39].

Будучи также системой линий, выражающих направления наибольших уклонов уровней болотных вод, сетка линий стекания является основной гидродинамической характеристикой для неосушенных болотных массивов, находящихся в естественном состоянии. Она определяет для любой точки на плане болотного массива направление горизонтальных составляющих скоростей фильтрационного потока в деятельном и инертном горизонтах торфяной залежи и поверхностного потока в периоды высокого стояния уровней грунтовых вод. Вследствие наличия единого водоносного горизонта в торфяной залежи болотного массива, генеральное направление фильтрации воды в деятельном и инертном горизонтах совпадает с направлением поверхностного стекания и определяется уклонами общей для них пьезометрической поверхности, которой является свободная поверхность болотных грунтовых вод и которая периодически подымается выше поверхности деятельного горизонта.<sup>1</sup>

Многочисленными наблюдениями доказано, что уклоны и очертание средней поверхности растительного покрова на болотах в зоне развития микрорельефа практически полностью совпадают с уклонами и очертанием поверхности грунтовых болотных вод. При этом колебания уровней грунтовых вод в различных точках болотного массива совершаются синхронно с небольшой лишь разницей в абсолютных величинах амплитуд в различных типах болотных микроландшафтов. Благодаря этому свойству болот под влиянием стока и испарения свободная поверхность грунтовых вод на болотах перемещается в вертикальном направлении без изменения формы своего рельефа, и соответственно не меняется и форма сетки линий стекания, которая, таким образом, может служить расчетной основой в любой фазе стояния уровней и соответствующих им скоростей фильтрации и расходов воды. Иначе

<sup>1</sup> Для ряда типов болотных микроландшафтов, в особенности травяной и травяно-лесной группы, в периоды высокого стояния уровней (весной и в летне-осенние дождливые периоды) характерно повышение уровней выше средней поверхности микрорельефа, вследствие чего в эти периоды движение воды совершается частично поверхностным потоком [см. зависимость (2.49) п.2.8].

говоря, форма сетки линий стекания остается неизменной во времени, что весьма существенно облегчает решение ряда гидродинамических задач.

Таким образом, как при расчетах максимальных проточностей и расходов воды, соответствующих максимальным уровням, так и при минимальных проточностях и расходах, соответствующих минимальным уровням, величины уклонов поверхности воды в любом месте болотного массива остаются неизменными. Практическое совпадение формы рельефа поверхности грунтовых болотных вод с осредненной поверхностью микрорельефа растительного покрова дает возможность использовать сетку линий токов и для точного наведения горизонталей поверхности болота, представляющих собой систему ортогональных линий по отношению к системе линий токов.

Каждая линия сетки изображает, как уже говорилось выше, направление максимального уклона поверхности грунтовых вод или градиента пьезометрического напора. При этом предполагается, что в толще торфяной залежи распределение давления подчиняется гидростатическому закону или близко к нему.

Выходы напорных вод в торфяную залежь в отдельных точках могут вызывать лишь местные возмущения, не меняя генерального направления горизонтальных составляющих скоростей потока. В случае равномерного напорного питания торфяной залежи по всей площади болота эпюра распределения давления по вертикали отклоняется от гидростатической, но горизонтальный градиент напора при этом должен оставаться без изменений, равным максимальному уклону.

Поскольку линии стекания определяют в каждой точке болотного массива направление горизонтального фильтрационного и поверхностного потока, с помощью их всегда можно определить величину гущения (т. е. концентрации) или растекания потока вдоль направления любой линии стекания и соответственно единственный горизонтальный расход воды в данной точке болотного массива по известному расходу в другой его точке на той же линии тока, применяя для этого уравнения неразрывности и водного баланса. Последние возможности лежат в основе многих расчетов и, в частности, в основе вывода гидроморфологических зависимостей, устанавливающих общие связи между формой потока в плане, фильтрационной способностью деятельного горизонта различных болотных микроландшафтов и формой рельефа поверхности болота [40].

По ряду соображений лучше применять термин «сетка линий стекания», а не «сетка линий токов». Линии, которые ортогональны к гидроизогипсам в каждой точке на плане болота и являются касательными к векторам горизонтальных составляющих скоростей фильтрации воды в деятельном слое и торфяной залежи, строго говоря, нельзя рассматривать как линии тока. Они указывают направление только горизонтальных составляющих фильтрации и поверхностного потока вод через вертикальное по-

перечное сечение шириной, равной единице, и глубиной, равной всей толще торфяной залежи и деятельного горизонта. Линиями же тока называются траектории, касательные в каждой данной точке потока к вектору полной скорости.

Типологический план болотного массива с сеткой линий стекания строится на основе простого визуального дешифрирования аэрофотопланов болотных массивов, согласно правилам и приемам, изложенным в специальных руководствах<sup>1</sup>. Приемы типологического дешифрирования болот в целях получения необходимой информации для гидрологических расчетов в настоящее время хорошо разработаны и обладают большой надежностью. В качестве исходных материалов аэрофотосъемки для построения типологического плана и сеток линий стекания могут быть использованы: аэрофотопланы, уточненные аэрофотосхемы и в ряде случаев контактная печать, если не требуется высокой точности расчетов, производимых, например, для методических целей.

Вместо типологического плана для расчетов можно пользоваться и непосредственно аэрофотопланом с нанесенными на нем сеткой линий токов и границами болотных микроландшафтов.

Если определение по аэрофотоснимкам типов болотных микроландшафтов, состава и структуры их растительного покрова представляет собой относительно несложную задачу, легко осваиваемую после непродолжительной практической работы с аэрофотоснимком, то построение сетки линий стекания, для того чтобы она могла служить в качестве расчетной основы (а не только для качественной характеристики общих направлений стекания болотных вод,) требует значительно более глубоких знаний структуры болотных систем. Поэтому остановимся на этом вопросе подробнее и рассмотрим физические обоснования тех косвенных признаков, получающих отображение на аэроснимках, которые нужно использовать при построении расчетных [а не качественных (!)] сеток линий стекания.

Если при определении типов болотных микроландшафтов можно и достаточно опираться на изображение растительного покрова и его структуры (получающееся с той или иной генерализацией в зависимости от высоты и масштаба съемки), то сетка линий стекания, как и направление и скорость фильтрующих вод, естественно, не могут получать никакого отображения на аэроснимке. Таким образом, для установления типов микроландшафтов и их структуры можно пользоваться большим числом прямых признаков, а все свойства их, не получающие изображения на аэроснимке и вытекающие из известных нам общих взаимосвязей для данного природного объекта, использовать лишь в качестве дополнительной информации.

<sup>1</sup> Практические методы дешифрирования аэроснимков болот и дешифровочные признаки различных типов болотных микроландшафтов изложены в пособиях [64, 96]. Основные приемы гидрологических расчетов с использованием типологических планов (или аэроснимков) болот и сеток линий стекания освещены в работах [26, 37, 39].

При построении сетки линий стекания используется не непосредственное изображение, а целая система предварительно обоснованных взаимосвязей между структурой микроландшафта, мезоландшафта и макроландшафта и направлениями течения воды в фильтрационных и поверхностных потоках. Следовательно, реакция растительного покрова на направление, количество и химический состав протекающих вод как в пределах микроландшафта, так и в пределах мезоландшафта и макроландшафта, выражающаяся в определенных структурных формах его, служит единственным критерием для установления направления течения фильтрующих и поверхностных вод. В зависимости от размеров изучаемой болотной системы степень генерализации сетки линий стекания должна быть разной. Чем больше размеры болотной системы и чем соответственно мельче масштаб ее изображения, тем большую площадь нужно охватить построением сетки линий стекания при том же размере чертежа. Следовательно, неизбежно должна иметь место генерализация направлений стекания, изображаемых каждой проводимой линией стекания. При дешифрировании это происходит в известной мере само собой, т. е. по мере перехода от объектов малых размеров к крупным и крупнейшим болотным системам и соответственно к более мелким масштабам снимков сетки линий стекания выражают все более генерализованные направления потока вод. При этом состав структурных признаков, определяющих менее и более генерализованные направления линий стекания изменяется: утрачиваются на изображении мелкие структурные элементы, и приходится ориентироваться на более крупные структуры, присущие уже только мезоландштафтам и макроландштафтам.

Рассмотрим вначале первую группу признаков (для нанесения линий стекания на аэрофотоснимке), определяющихся структурой микроландшафтов, т. е. наиболее мелкими структурными образованиями. К числу признаков этой группы относится ориентация элементов микро рельефа в микроландшафтах комплексного строения: грядово-мочажинных и грядово-озерных при ленточно-грядовой структуре их. Гряды, мочажины и озера, расположенные между грядами, изображаются на аэроснимке в виде параллельных полос разной тональности и ширины, генеральное направление которых на каждом участке болотного массива совпадает с направлением горизонталей поверхности болота и перпендикулярно направлению максимального уклона и потока фильтрационных и поверхностных вод. Использование этого признака дает возможность весьма точно определить положение и ориентировку линий стекания на этих микроландшафтах. Однако для определения направления потока вод по линиям стекания необходимо привлекать дополнительные признаки.

При этом приходится рассматривать структурные элементы другого порядка, характеризующие строение мезоландшафтов и макроландшафтов, а также расположение последних относительно внешней гидрографической сети (речной и озерной). К числу при-

знаков второй группы относятся: расположение на болотных мезоландшафтах и форма в плане топей выклинивания, проточных топей, берущих начало из озер, расположение в болотных макроландшафтах и форма в плане транзитных топей, направление и форма в плане топей, образующихся за минеральными островами, расположенными внутри болотных систем, расположение истоков и русел внутриболотных речек и ручьев, пересекающих границы болотных массивов. Если любой из этих признаков сочетается с изображением ленточногрядовой структуры грядово-мочажинных и грядово-озерных микроландшафтов, положение линий стекания и направление потока вод определяются совершенно однозначно. На болотных системах в зоне избыточного увлажнения признаки первой и второй группы обычно сочетаются вместе и часто накладываются друг на друга. Поэтому, если аэрофотоснимок охватывает достаточно большую территорию болотного массива, включающую структурные признаки первой и второй группы, построение сетки линий стекания является вполне определенной и несложной задачей. Но могут встречаться случаи, когда на очень крупных по площади болотных массивах аэрофотоснимок охватывает только такую часть их площади, на которой имеются признаки лишь первой группы, связанные со структурой микроландшафтов. На этой части болотного массива можно было бы нанести линии стекания, пользуясь ориентацией гряд, мочажин и озер, но из-за отсутствия признаков, связанных со структурой мезо-и макроландшафта, нельзя надежно определить направления уклонов и потока вдоль линий стекания. Следовательно, нужно рассматривать такую площадь на снимке, на которой находился бы хоть один признак второй группы, позволяющий определить направление течений вдоль линий стекания. Это может быть положение истока ручья и облесенной полосы вдоль русла внутриболотной речки, отводящей с этой части болотного массива воды за пределы болотной системы, направление топей в виде темных полос за минеральными островами и др. Тогда на остальной части снимка направления потока определяется по последовательному переходу от одной линии стекания к соседней.

Оптимальными масштабами для визуального построения сетки линий стекания являются такие, которые позволяют использовать одновременно структурные признаки микроландшафтов и макроландшафтов. Эти масштабы лежат в пределах от 1:17 000 до 1:50 000. При более мелких масштабах структурные признаки микроландшафтов практически исчезают и для проведения линий стекания приходится пользоваться признаками второй группы.

Для различных гидрогеологических задач генерализация сетки линий стекания и соответственно используемый масштаб снимка должны быть разными. При получении с аэрофотоснимков необходимых данных по длине спроектированных контуров (гл. 3) для расчета горизонтального стока с болот и приточности к линейным сооружениям, водообмена между болотными микроландшафтами и внутриболотными озерами, воднобалансовых расчетов

вертикального водообмена болот оптимальными масштабами являются 1 : 20 000—1 : 50 000. При этих масштабах сохраняется достаточная четкость изображения типа и структуры микроландшафтов с детальностью, необходимой для определения и привязки расчетных фильтрационных характеристик  $k_z=f(z)$  и  $M_z=f(z)$  к микроландшафтам, а также имеет место еще достаточно крупное изображение размеров площадей отдельных микроландшафтов для возможности графического построения на них линий стекания, выделения контуров границ микроландшафтов и разбивки их на спроектированные элементы для определения расчетных длин контуров стока и притока. Однако во многих гидрологических задачах могут потребоваться как значительно более мелкие, так и более крупные масштабы. Например, при исследовании связи структуры крупнейших болотных макроландшафтов, охватывающих полностью междуречные регионы, с условиями их водного питания и рельефом требуется значительная генерализация сетки линий стекания, так как микроландшафты и занимаемые ими площади входят в такие макроландшафты как наиболее мелкие структурные элементы, выполняя в соответствующих гидрологических расчетах ту же физическую роль, как, например, гряды и мочажины в комплексных грядово-мочажинных микроландшафтах при вычислении обобщенных функций водоотдачи  $\xi_z=f(z)$  и водопродимости  $k_z=f_1(z)$  (или  $M_z=f(z)$ ) по известным функциям отдельно для гряд и мочажин.

Задачей такого рода является, например, исследование связи структуры озерно-болотных систем с условиями стока с них и балансом водного питания или группа задач, рассмотренная частично в главе 4, по устойчивости болотно-озерных и болотных систем.

Аэроснимки в масштабах крупнее 1 : 20 000 приходится, например, использовать для построения сетки линий стекания при расчетах водного баланса отдельных внутриболотных озер с применением физических характеристик водоотдачи и водопродимости деятельного горизонта прилегающих к озеру микроландшафтов. Такие задачи изложены в п. 3. 5.

Крупные масштабы могут потребоваться и при расчетах водного баланса отдельных небольших территорий болотных массивов.

Приведем перечень и характеристики основных признаков для построения сетки линий стекания по аэрофотоснимкам в табл. 9. При построении сетки линий стекания практически всегда приходится пользоваться не одним, а несколькими признаками. Логический анализ их совокупности всегда дает возможность правильно определить ориентацию линий стекания и направление потока на любом участке болотной системы. Так как конечной целью построения сетки линий стекания является получение расчетной основы в графической форме, с помощью которой можно было бы определить длины спроектированных контуров стока и притока для любого заданного болотного массива, необходимо, чтобы расстояния между наносимыми линиями стекания в точках пере-

сечения ими контуров стока и притока были бы не слишком малыми для возможности точного измерения длин спроектированных отрезков контура и не слишком большими, для того чтобы сохранить ортогональность между линиями стекания и спроектированными отрезками криволинейного контура. Практически эти расстояния должны приниматься от 5 до 10 мм, в зависимости от кривизны контура и масштаба аэрофотоснимка. На рис. 18 дан

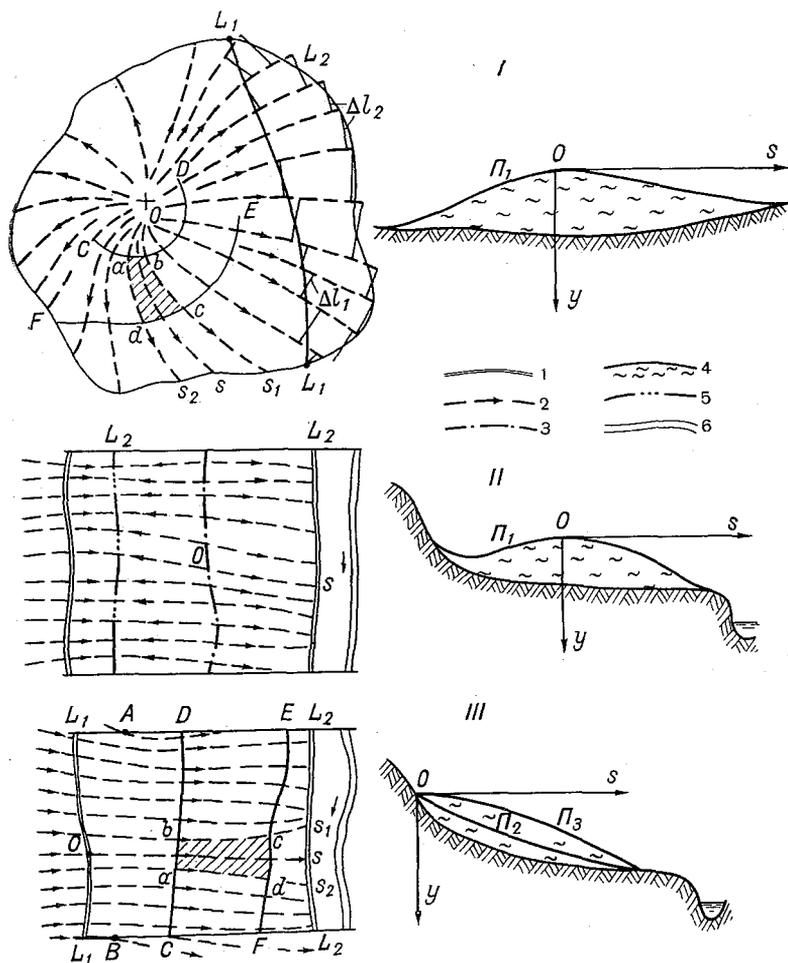


Рис. 18. Обобщенные схемы горизонтального стекания вод с болотных массивов.

*I* и *II* — случаи стекания без транзитного стока, *III* — случай наличия транзитного стока через болотный массив;  $\Pi_2$  — массив с вогнутым профилем,  $\Pi_1$  — массив с выпуклым профилем первого рода,  $\Pi_3$  — массив с выпуклым профилем второго рода; *I* — границы массива в плане; 2 — линии стекания, 3 — линия водораздела на болотном массиве, 4 — торфяная залежь, 5 — линия краевой ложбины на болотном массиве, 6 — река;  $L_1$  и  $L_2$  — соответственно контуры притока и стока,  $\Delta l_1$  и  $\Delta l_2$  — проекции отрезков контура на нормали к линиям стекания.

## Структурные признаки для построения сеток

Основной признак	Отношение признака к структурным характеристикам таксономических единиц болотных ландшафтов	Характер отображения его на аэрофотоснимках
1	2	3
<p>1. Ленточногрядовое строение грядово-мочажинных микроландшафтов</p>	<p>Структура микрорельефа I-го порядка микроландшафтов комплексного строения</p>	<p>1. Полосатый рисунок, образованный слегка извилистыми полосками темного тона, отображающими гряды со сфагново-кустарничково-сосновыми ассоциациями, на фоне более светлого тона, отображающего мочажины со сфагново-пушицевыми ассоциациями</p> <p>2. Полосатый рисунок, образованный слегка извилистыми полосками более светлого тона, иногда с заметной зернистостью, отображающей гряды со сфагново-кустарничково-сосновыми и пушицевыми ассоциациями, на фоне более темного тона, отображающего сильнообводненные мочажины со сфагновшейхериевыми, сфагново-осоковыми или осоково-пухоносowymi ассоциациями</p>
<p>2. Ленточногрядовое строение грядово-озерных микроландшафтов</p>	<p>Структура микрорельефа I-го порядка микроландшафтов комплексного строения</p>	<p>Полосатый рисунок, образованный извилистыми полосами светлого тона, часто с заметной зернистостью, отображающей гряды, чередующимися с полосами черного тона, отображающими озера с открытой водной поверхностью, которые расположены между грядами. Ширина тех и других полос колеблется в широких пределах в зависимости от поперечного размера гряд и озер</p>

## линий стекания по аэрофотоснимкам болот

Ориентировка линий стекания относительно отображения	Степень достоверности и достаточность признака	Физическое обоснование признака
4	5	6
<p>Линии стекания направлены перпендикулярно общему направлению извилистых полос на данном малом участке микроландшафта</p> <p>Линии стекания направлены перпендикулярно общему направлению полос на данном малом участке микроландшафта без учета извилистости полос</p>	<p>Признак совершенно достоверный, но определяется только ориентация линий стекания. Определение направления потока воды требует использования дополнительных признаков, относящихся к структуре мезоландшафта или макроландшафта</p>	<p>Биологическая реакция растительных сообществ на направление потока воды в корнеобитаемом слое деятельного горизонта [39, 44, 46]</p> <p>Масштабы 1 : 15 000 до 1 : 50 000</p>

Основной признак	Отношение признака к структурным характеристикам таксономических единиц болотных ландшафтов	Характер отображения его на аэрофотоснимках
1	2	3
<p>3. Направление вытянутости и форма полос обводненных топяных микроландшафтов, образующихся за суходольными островами (сложенными минеральными грунтами), которые расположены среди болотных массивов</p>	<p>Элемент структуры мезоландшафта или макроландшафта</p>	<p>Полоса более темного фона на более светлом фоне основного микроландшафта, начинающаяся от минерального острова. В большинстве случаев полоса имеет наибольшую ширину у острова и по мере удаления от острова суживается и постепенно исчезает. Иногда полоса имеет одинаковую ширину по длине и узкой лентой тянется на значительное расстояние по болоту вдоль линии максимального уклона. Встречаются топяные полосы за островами, имеющие грядово-мочажинную структуру</p>
<p>4. Топи выклинивания с расходящимся или сходящимся потоком, образующиеся на склонах болотных мезоландшафтов</p>	<p>Элемент структуры мезоландшафта, представляющего болотные массивы с выпуклой формой поверхности</p>	<p>Резко расходящиеся или сходящиеся очертания границ топяных микроландшафтов на фоне основного микроландшафта, имеющего другую структуру, например ленточногрядовую</p>

Ориентировка линий стекания относительно отображения	Степень достоверности и достаточность признака	Физическое обоснование признака
4	5	6
<p>Линии стекания проводятся: а) при суживающейся полосе — по ее осевой линии, а соседние линии стекания — параллельно ей б) при полосе одинаковой ширины — вдоль ее направления, а соседние линии — параллельно этому направлению</p>	<p>Признак совершенно достоверный. Определяет общее направление потока на данном участке мезоландшафта и ориентацию линий стекания в непосредственной близости от расположения полосы топяных микроландшафтов.</p>	<p>Изменение химического состава вод или концентрации потока при фильтрации его через минеральные грунты островов с увеличенным по сравнению с торфяной залежью коэффициентом фильтрации. Обе причины обуславливают изменение состава растительного покрова за островом, повышенную обводненность и формирование на известном протяжении микроландшафта другого типа, преимущественно топяного с мезотрофной или олиготрофной растительностью</p> <p>Масштабы 1 : 25 000 до 1 : 70 000</p>
<p>Линии стекания направлены вдоль границ сходящегося или расходящегося очертания топяного микроландшафта и по осевой его линии: при расходящейся форме — от точки сосредоточенного выхода потока к середине его линии, на которой исчезают признаки топяного микроландшафта; при сходящейся форме — от середины линии выклинивания потока и к его вершине, где часто расположен исток внутриболотного ручья</p>	<p>Признак определяет совершенно достоверно ориентацию линий стекания. Направление потока определяется достоверно при привлечении дополнительных сопряженных признаков: при сходящейся топи выклинивания — наличие в ее узком конце истока ручья; при расходящихся топях выклинивания — наличие в начале топи точек наиболее темного фона с постепенным осветлением фона топяного микроландшафта в направлении расходящегося потока воды</p>	<p>Выход сильнофильтрующих слоев торфяной залежи в деятельный горизонт на склонах болотного массива с выпуклой формой поверхности и как следствие — резкое изменение проточности деятельного горизонта и изменение структуры микроландшафта</p> <p>Масштабы 1 : 25 000 до 1 : 50 000</p>

Основной признак	Отношение признака к структурным характеристикам таксономических единиц болотных ландшафтов	Характер отображения его на аэрофотоснимках
1	2	3
<p>5. Топи транзитные, пересекающие весь болотный массив и получающие питание за пределами границ болотного массива и с прилегающих к ним микроландшафтов</p>	<p>Элемент структуры макроландшафта</p>	<p>Широкие полосы темного фона, иногда с расплывчатыми границами, на которых видны отдельные светлые участки (вкрапления) или более светлые полосы, вытянутые вдоль общего направления топи. Обычно разделяют мезоландшафты в болотном макроландшафте</p>
<p>6. Взаимное расположение границ болотных микроландшафтов различных типов в пределах мезоландшафтов симметричной формы и приближающихся к симметричным формам</p>	<p>Элемент структуры мезоландшафта</p>	<p>На мезоландшафтах круглой в плане формы и симметричным рельефом границы микроландшафтов близки к концентрическим окружностям. На мезоландшафтах с уклоном поверхности в одну сторону и цилиндрической формы поверхности границы микроландшафтов являются параллельными линиями</p>
<p>7. Взаимное расположение, чередование и форма очертания границ микроландшафтов различных типов в болотных макроландшафтах</p>	<p>Элементы структуры макроландшафта</p>	<p>1. Чередование сильно вытянутых овальной формы участков или полос более темного тона, отображающих микроландшафты мохово-лесной группы, с разделяющими их полосами светлого тона, отображающими микроландшафты травяно-моховой группы</p>

Ориентировка линий стекания относительно отображения	Степень достоверности и достаточность признака	Физическое обоснование признака
4	5	6
<p>Линии стекания направлены вдоль границ топяного микроландшафта и по осевой линии темной полосы. По ширине топи густота линий стекания распределяется пропорционально ее ширине в данном месте, указывая на схождение или расхождение потока</p>	<p>Признак достоверный для ориентации линий стекания. Для определения направления потока необходимо привлекать другие сопряженные признаки: места образования в топи ручьев и выхода их за пределы границ массива, расположение внешних рек — водоприемников болотных вод</p>	<p>Сконцентрированный фильтрационный или поверхностный поток болотных вод (при высоком стоянии горизонта грунтовых вод) среди мезотрофной или евтрофной растительности Масштабы 1 : 25 000 до 1 : 70 000</p>
<p>Линии стекания направлены перпендикулярно к границам микроландшафтов различных типов</p>	<p>Признак достоверный для ориентации линий стекания. Для определения направления потока привлекаются дополнительные признаки: расположение ручьев (рек) — водоприемников, топей выклинивания и транзитных, топей за минеральными островами, прибреговых (застойных) топей</p>	<p>Реакция (адаптация) растительных сообществ на изменения проточности и уровней грунтовых вод в направлении максимальных уклонов поверхности Масштабы от 1 : 25 000 до 1 : 70 000</p>
<p>Линии стекания направлены вдоль длинной оси участков темного и светлого фона. Являются генерализованными направлениями стекания и не отображают ориентацию линий стекания внутри каждого микроландшафта</p>	<p>Достоверность признака зависит от степени обзорности изучаемого макроландшафта и возможности использования других признаков, характеризующих общую структуру макроландшафта и входящих в него мезоландшафтов. Может использоваться для построения генерализованной сетки линий стекания при мелких масштабах снимка</p>	<p>Реакция растительных сообществ на изменения проточности и уровня грунтовых вод Масштабы 1 : 50 000—1 : 70 000</p>

Основной признак	Отношение признака к структурным характеристикам таксономических единиц болотных ландшафтов	Характеристика отображения его на аэрофотоснимках
1	2	3
<p>8. Положение и форма полос густых скоплений мелких внутриболотных озер и озеровидных мочажин</p>	<p>Элемент структуры макроландшафта</p>	<p>2. Сильно вытянутые полосы более темного тона с расплывчатыми границами на более светлом фоне, отображающем микроландшафты мохово-травяной и мохово-лесной групп. Темные полосы выражают в данном случае более обводненные микроландшафты тех же групп</p> <p>Множество очень мелких черного фона пятен неправильной или круглой формы на более светлом фоне, образующее хорошо выделяющуюся полосу выраженной формы и ширины</p>

пример расчетной сетки линий стекания с расчетными контурами  $L_1$  и  $L_2$ , ограничивающими площади болотного массива, для которых определяется сток и приток.

## 2.10. Общее уравнение водного баланса болотного массива и его частные случаи

Рассмотрим вначале наиболее общий случай формирования водного баланса для болотного массива, изображенного на рис. 18 III. Введем следующие обозначения:  $L_{\text{п}}$  — длина контура притока воды на болотный массив с примыкающих к его границе и расположенных выше отметок болотного массива территорий;  $Q_1$  — полный расход воды через контур притока;  $L_2$  — длина контура, через который осуществляется сток с болотного массива, а  $Q_2$  — расход воды через контур стока;  $P_{\text{гр}}$  — расход суммарного грунтового водообмена торфяной залежи болотного массива с подстилающими ее минеральными грунтами через всю площадь болотного массива  $\omega$ ;  $P_0$  — интенсивность осадков и  $P_{\text{и}}$  — интен-

Ориентировка линий стекания относительно отображения	Степень достоверности и достаточность признака	Физическое обоснование признака
4	5	6
<p>Линии стекания проводятся вдоль основного направления темных полос без учета изменения их ширины и извилистости расплывчатых границ</p> <p>Линии стекания имеют противоположное направление или встречаются под прямым или острым углом, выражая разрыв непрерывности фильтрационного потока в деятельном горизонте на границах сопряжения различных мезоландшафтов, образующих макроландшафт</p>	<p>Признак достоверный для ориентации линий стекания. Определение направления потока требует привлечения других признаков</p> <p>Признак достоверный для определения направлений встречных потоков в смежных мезоландшафтах</p>	<p>Деградация растительного покрова от переобводнения деятельного слоя, ведущая к образованию открытой водной поверхности и оголенной поверхности торфа</p>

сивность испарения со всей площади болотного массива. Точки *A* и *B* на контуре массива (рис. 18 III), являются точками раздела контура на участки притока и стока; символом *s* обозначим линии стекания воды на территории болотного массива.

Изменение запаса воды в болотном массиве  $dW$  за время  $dt$  выразится, очевидно, следующим уравнением:

$$\frac{dW}{dt} = Q_1 - Q_2 + P_o + P_{гр} - P_n, \quad (2.61)$$

в котором разность расходов воды через контур массива ( $Q_1 - Q_2$ ) выражает так называемый внешний водообмен (или горизонтальный водообмен) болотного массива с окружающими его землями, а сумма ( $P_o + P_{гр} - P_n$ ) — внутренний водообмен, совершающийся внутри контура массива. Значения расходов  $Q_1$  и  $Q_2$  на основании зависимости (2.50) п. 2.8 можем выразить через проточность деятельного горизонта,  $q_z = f(z)$ , микроландшафтов, примыкающих к внешнему контуру болота, а составляющие внутреннего водообмена — через интенсивности осадков, грунтового водообмена

и испарения на единицу площади болотного массива:  $p_0$ ,  $p_{гр}$  и  $p_{и}$ , которые в общем случае являются переменными по площади массива.

Тогда уравнение (2.61) перепишется в следующем виде:

$$\frac{dW}{dt} = \oint_{L_1} q_{zn} dL - \oint_{L_2} q_{zn} dL + \int_{\omega} (p_0 + p_{гр} - p_{и}) d\omega, \quad (2.62)$$

где  $q_{zn}$  — нормальная составляющая проточности (единичного расхода) к направлению контура в каждой данной точке.

В дальнейших выражениях в целях сокращения записи величину интенсивности внутреннего водообмена на единицу площади болотного массива обозначим одним символом

$$p = p_0 + p_{гр} - p_{и} \quad (2.63)$$

и назовем его *балансом внутреннего питания болотного массива в данной его точке*. При постоянстве  $p_0$ ,  $p_{гр}$  и  $p_{и}$  по площади массива, очевидно, должно иметь место равенство

$$p\omega = (p_0 + p_{гр} - p_{и})\omega = P_0 + P_{гр} - P_{и},$$

из которого, зная составляющие водного баланса болотного массива  $P_0$ ,  $P_{гр}$  и  $P_{и}$ , можно вычислить среднее по площади значение внутреннего питания массива:

$$p_{ср} = \frac{P_0 + P_{гр} - P_{и}}{\omega}. \quad (2.64)$$

Как следует из выражения (2.63), баланс внутреннего питания болотного массива в зависимости от климатических и геоморфологических условий его залегания, а также от времени года может иметь разный знак, определяющийся соотношением интенсивностей осадков и испарения, а также интенсивностью и направлением (знаком) грунтового водообмена.

Рассмотрим различные частные случаи формирования составляющих водного баланса болотных массивов в зависимости от их типа, формы собственного рельефа болота и условий залегания в рельефе местности.

На рис. 19 показаны все возможные обобщенные реальные случаи условий залегания болот в рельефе местности применительно к классам мезоландшафтов, выделяемых в ландшафтно-генетической классификации болот (см. с. 48—49).

Как видно из этих случаев, общее уравнение (2.62), выражающее условия формирования водного баланса на всех типах болотных массивов, внешний водообмен которых происходит через контуры притока и стока (болотные массивы с «транзитным» стоком), относится, очевидно, ко всем болотным массивам речных долин и озерных котловин (пойменного и террасного залегания), имеющих вогнутый рельеф и выпуклый рельеф второго рода (см.  $П_2$  и  $П_3$  на рис. 18), а также к болотным массивам котловинного залегания с вогнутой и плоской формой рельефа поверхности.

Все эти типы болотных массивов относятся к группе массивов с транзитным стоком.

Для болотных массивов террасного и котловинного залегания, имеющих выпуклый рельеф первого рода (см.  $\Pi_1$  на рис. 18), а также для всех болотных массивов плакорного залегания как водораздельных, так и водораздельно-склоновых, обладающих всегда выпуклым рельефом первого рода, уравнение (2.62) упрощается, поскольку массивы этой категории имеют только контур стока и внешний водообмен их происходит за счет положительного баланса внутреннего питания. Для всех массивов этой категории, полагая в уравнении (2.62)  $L_1=0$ , получим уравнение баланса в следующем виде:

$$\frac{dW}{dt} = \int_{\omega} p d\omega - \oint_L q_{zn} dL, \quad (2.65)$$

где  $L=L_2$ , т. е. весь внешний контур болотного массива является контуром стока.

Для болотных массивов плакорного залегания с выпуклым рельефом поверхности практически неизвестны случаи наличия грунтового питания восходящими напорными водами из подстилающих грунтов. Поэтому в балансе их внутреннего питания, выражающемся уравнением (2.63), всегда будем иметь лишь два случая. Первый — когда на границе торф — минеральный грунт образуется водонепроницаемый слой (благодаря кольматации органическими коллоидами песчаных грунтов при нисходящем потоке из торфяной залежи) или торфяная залежь подстилается маловодопроницаемыми глинистыми грунтами. В этом случае, очевидно,  $p_{гр} \cong 0$ . Второй — когда имеются потери на инфильтрацию в подстилающие водопроницаемые породы. Таким образом, для выпуклых болотных массивов плакорного залегания составляющая грунтового питания в уравнении (2.63) либо равна нулю, либо имеет отрицательный знак. При этом очевидно, что существование выпуклых болотных массивов при наличии инфильтрации в подстилающие слои грунта возможно лишь при условии, что в балансе внутреннего питания

$$p_o > p_{гр} + p_n.$$

Это условие, в частности, исключает возможность образования выпуклых болотных массивов в зоне недостаточного увлажнения, поскольку при отрицательном  $p_{гр}$  всегда  $p_o < p_{гр} + p_n$  и внутренний водообмен болота  $p$  соответственно должен быть отрицательным. Образование болот в зоне недостаточного увлажнения возможно, таким образом, лишь при наличии положительного внешнего водообмена, т. е. при  $Q_1 > Q_2$ . При этом условии для средних многолетних значений (при  $\frac{dW}{dt} = 0$ ) должно выполняться равенство

$$\bar{Q}_1 - \bar{Q}_2 = \bar{P}_o \pm \bar{P}_{гр} - \bar{P}_n. \quad (2.61')$$

Классы мезоландшафтов	Ход разбития	Фаза I (рельеф вогнутый)	Фаза III (рельеф выпуклый)
Замкнутых котловин (I)	ЦО		
Сточных котловин (III)	ЦО		
Сточных логов (IIб)	ПО		
Проточных котловин (IV)	С		
Проточных логов (IIа)	ПО		
Пологих склонов (Vб)	С		

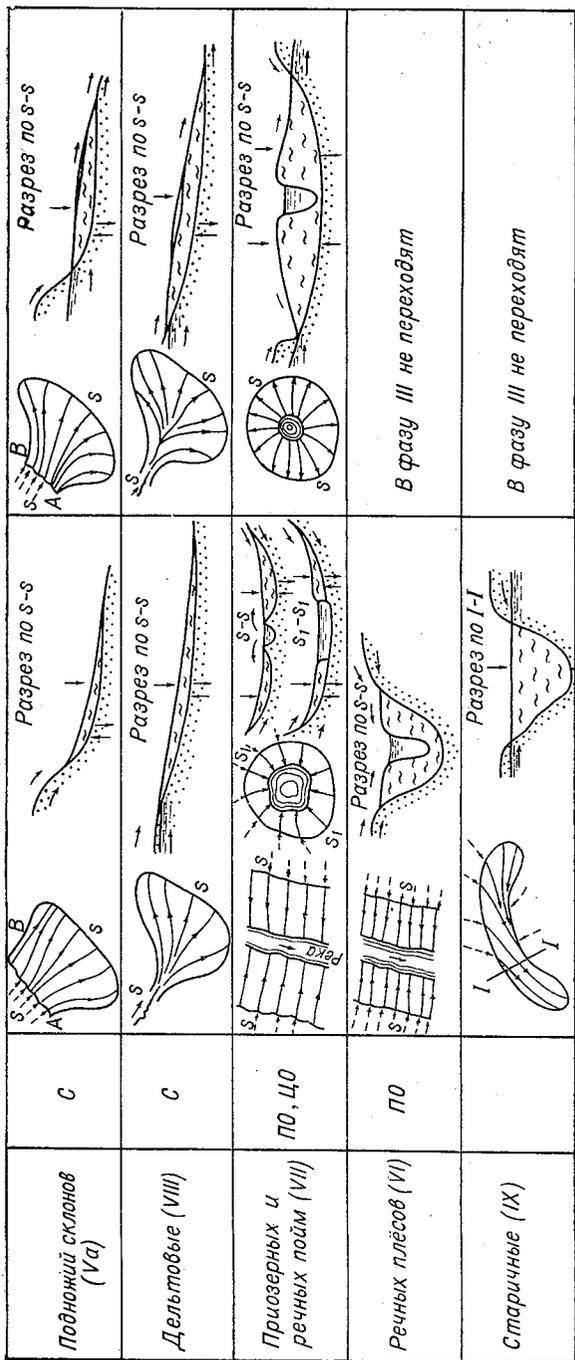


Рис. 19. Схема питания и стекания вод в первой и третьей фазах развития мезоландшафтов различных классов.  
 1 — торф, 2 — подстилающие грунты, 3 — линии стекания внутри мезоландшафта, 4 — линии направления внешнего питания, 5 — уровень грунтовых вод в минеральных породах, 6 — озера, 7 — дренирующие водотоки.

Полагая в уравнении (2.62) контур внешнего стока  $L_2=0$ , получим уравнение водного баланса для бессточных болотных массивов аридных областей, обладающих, как правило, вогнутым или плоским рельефом,

$$\frac{dW}{dt} = \oint_{L_1} q_n dL - \int_{\omega} p d\omega. \quad (2.66)$$

Существование таких болотных массивов, очевидно, возможно лишь при выполнении условия (по крайней мере для средних многолетних величин):

$$\left. \begin{aligned} \bar{P}_n &> \bar{P}_o; \\ \bar{P}_n &= \bar{P}_o + \bar{P}_{гр} + \bar{Q}_1. \end{aligned} \right\} \quad (2.67)$$

При невыполнении последнего равенства баланс таких массивов будет нарушен, и массив начнет либо постепенно усыхать ( $\bar{P}_n > \bar{P}_o + \bar{P}_{гр} + \bar{Q}_1$ ), либо, наоборот, переувлажняться и разрастаться в своих размерах ( $\bar{P}_n < \bar{P}_o + \bar{P}_{гр} + \bar{Q}_1$ ). Этот процесс будет идти до тех пор, пока не появится внешний сток, компенсирующий избыток влаги, и, следовательно, пока не установится новый баланс, выражающийся уравнением (2.61').

Наконец, при равенстве нулю внутреннего водообмена массива, уравнение баланса для средних многолетних величин примет вид

$$\oint_{L_1} \bar{q}_n dL = \oint_{L_2} \bar{q}_n dL, \quad (2.68)$$

так как в этом случае очевидно, что  $\frac{dW}{dt} = 0$ . Такое соотношение может иметь место:

1) в зоне неустойчивого увлажнения, т. е. при  $\bar{P}_n = \bar{P}_o$ , когда  $\bar{P}_{гр} = 0$ ;

2) в зоне недостаточного увлажнения, т. е. при  $\bar{P}_n < \bar{P}_o$ , когда внутреннее питание

$$\bar{P}_{гр} = \bar{P}_n - \bar{P}_o;$$

3) в зоне избыточного увлажнения, т. е. при  $\bar{P}_o > \bar{P}_n$ , когда инфильтрация из массива (внутренний сток)

$$\bar{P}_{гр} = \bar{P}_o - \bar{P}_n.$$

Следует отметить, что уравнение баланса в виде (2.68) может быть записано лишь для средних многолетних величин и по существу не имеет смысла для коротких промежутков времени, за которые перечисленные выше условия обычно не выполняются. Уравнения же (2.65) и (2.66), выражающие тоже частные случаи, остаются справедливыми, как и уравнения (2.61) и (2.62), для периодов любой длительности.

## 2.11. Гидрологическая эквивалентность болотных массивов

Каждый конкретный болотный массив, и особенно болотный макроландшафт, имеет свои индивидуальные особенности и различную сложность строения, которая, согласно изложенному в п. 2.8, может быть охарактеризована количественным критерием абсолютного и относительного разнообразия простых фрагментов, на которые раскладывается болотный массив и каждый из которых описывается определенным видом функции  $\bar{M}=f(s)$ . Это разнообразие строения затрудняет выявление общих биофизических и гидрологических свойств болотных массивов как природных систем. Для их установления и выражения в количественной форме требуется несколько иной подход.

Определим прежде всего свойство эквивалентности болотных массивов.

Гидрологически эквивалентными болотными массивами будем называть такие массивы, которые при изменении их очертания в плане, формы рельефа и распределения растительного покрова по территории сохраняют один и тот же внешний и внутренний водообмен. Иначе говоря, в гидрологически эквивалентных массивах должны сохраняться неизменными соотношения между составляющими водного баланса и их размеры. Рассмотрим, каким условиям должны удовлетворять такие болотные массивы.

Условие эквивалентности и соответствующее преобразование болотных массивов может быть получено на основе применения известной теоремы Гаусса, согласно которой поток вектора через любой замкнутый контур равен интегралу от расхождения векторного поля по площади, ограниченной этим контуром.

Принимая за контур  $L$  внешнюю границу болотного массива (границу торфяной залежи нулевой глубины), в принятых выше обозначениях условие эквивалентности для среднего многолетнего значения проточности  $\bar{q}$  запишется следующим образом:

$$\oint_L \bar{q}_n dL = \int_{\omega} \operatorname{div} \bar{q} d\omega, \quad (2.69)$$

где  $\bar{q}_n$  — нормальная составляющая средней проточности к направлению контура в каждой его точке.

Очевидно, что в каждой точке болотного массива внутри его контура расхождение вектора среднего единичного расхода равно средней интенсивности внутреннего питания  $\bar{p}$ :

$$\operatorname{div} \bar{q} = \bar{p}. \quad (2.70)$$

Учитывая, что левая часть уравнения (2.69) представляет собой полный средний многолетний расход воды  $\bar{Q}_L$ , стекающей с болотного массива, и принимая во внимание равенства (2.70), имеем

$$\bar{Q}_L = \oint_L \bar{q}_n dL = \int_{\omega} \bar{p} d\omega. \quad (2.71)$$

Нетрудно видеть, что это же соотношение вытекает и непосредственно из уравнения баланса (2.62) при условии, что  $\frac{dW}{dt}=0$ , т. е. для случая достаточно больших промежутков времени.

Из соотношений (2.69) и (2.71) следует, что если в пределах контура болотного массива  $\bar{p}=\text{const}$  или если  $\bar{p}$  является функцией только размеров площади массива ( $\bar{p}=\bar{p}(\omega)$ ), то средний многолетний расход воды  $\bar{Q}_L$ , стекающей с болотного массива, не зависит от формы очертания границ болотного массива в плане и остается постоянным для всех равновеликих по площади болотных массивов. Отсюда следует, что при данных климатических и геоморфологических условиях, определяющих интенсивность внутреннего питания  $\bar{p}$ , все равные по площади болотные массивы, независимо от формы их границ в плане, имеют одинаковую норму стока  $\bar{Q}_L$ .

Исследования испарения с болот (см. гл. 3) показывают, что в зоне избыточного и достаточного увлажнения величина среднего испарения с различных типов болотных микроландшафтов, составляющих данный болотный массив, меняется в узких пределах: на 10—15%. В аридных областях, где эти различия в испарении могли бы быть больше, имеет место значительно меньшая разница в составе растительного покрова и увлажнении поверхности различных микроландшафтов низинной группы, из которых здесь состоят болотные массивы. Этим компенсируется возможное увеличение разницы в испарении при условии избыточного притока тепловой энергии

Таким образом, можно считать, что при данных климатических условиях и при однородных геоморфологических условиях места расположения массива средняя интенсивность внутреннего питания  $\bar{p}$  практически остается постоянной и не зависящей от площади массива  $\omega$ . Тогда зависимость (2.71) может быть записана с вынесением  $\bar{p}$  из-под знака интеграла:

$$\bar{Q}_L = \oint_L \bar{q}_n dL = \bar{p}\omega. \quad (2.72)$$

Это соотношение будет несправедливо лишь в тех случаях, когда внутри границ болотного массива будут иметь место интенсивные выходы напорных грунтовых вод в виде источников в отдельных точках болота (или аналогичные потери на инфильтрацию<sup>1</sup>), которые должны учитываться членом  $\bar{p}_{\text{гр}}$  в формуле баланса

<sup>1</sup> Дискретные, сосредоточенные в отдельных точках под болотным массивом потери влаги из торфяной залежи в подстилающие слои минеральных пород практически нереальны вследствие самих причин и исходных условий для появления процесса заболачивания.

внутреннего питания (2.63). В этих случаях для сохранения правомерности соотношения (2.72) накладывается одно дополнительное условие: все источники, представляющие собой сосредоточенные выходы напорных грунтовых вод (или потерь), при деформации контура массива должны оставаться внутри контура.

Условия (2.71) и (2.72) дают возможность рассматривать вместо конкретных и имеющих бесчисленное разнообразие форм очертаний болотных массивов эквивалентные им по воднобалансовым характеристикам обобщенные болотные массивы, представляющие собой равновеликие по площади массивы заданной правильной геометрической формы. Такие массивы будем называть *приведенными болотными массивами*. Выбор геометрической формы, удобной для приведения всего многообразия реальных болотных массивов, целесообразно сделать в зависимости от условий внешнего питания болота, которое отражается в форме сеток линий стекания. Для всех болотных массивов, не имеющих внешнего питания в виде притока поверхностных и грунтовых вод к границам массива с окружающих его территорий, сетки линий стекания имеют центры или линии расхождения (растекания) потока внутри контура массива (см. рис. 19). Болотные массивы, имеющие внешний приток вод, т. е. с транзитным потоком, имеют сетки линий стекания с расположением контуров втекания и стекания потока на границе массива с окружающими суходолами. Иначе говоря, какой-либо участок внешней границы болотного массива должен служить контуром втекания.

Поэтому для всех болотных массивов, не имеющих внешнего питания, за геометрическую форму приведения целесообразно принимать форму круглого массива, а для всех болотных массивов, имеющих внешнее питание (т. е. с транзитным потоком), — форму прямоугольника.

Для круглого болотного массива в соответствии с формулой (2.72) имеем

$$\bar{Q}_L = \int_0^{2\pi} \bar{q}_r r_{\pi} d\varphi = \bar{p}\omega, \quad (2.73)$$

где  $\bar{q}_r = \bar{q}_n$  — единичный расход, направленный по линиям радиусов окружности и нормальный к контуру круга;  $\varphi$  — центральный угол расхождения потока ( $dL = r_{\pi} d\varphi$ );  $r_{\pi}$  — радиус круглого массива.

Так как по условию эквивалентности массивов должны быть равны их площади, то на основании равенства правых частей уравнений (2.72) и (2.73) получаем

$$\int_0^{2\pi} \bar{q}_r r_{\pi} d\varphi = \oint_L \bar{q}_n dL, \quad (2.74)$$

где  $r_{\pi} = \sqrt{\frac{\omega}{\pi}}$  представляет собой радиус эквивалентного болотного массива, или *приведенный радиус*.

При круглом очертании массива и правильном радиально расходящемся потоке вдоль любого круглого контура с радиусом  $r$  средний единичный контур  $\bar{q}_r$  есть, очевидно, величина постоянная (см. п. 2.13). Поэтому из равенства (2.74) следует, что

$$2\pi r_n \bar{q}_r = \oint_L \bar{q}_n dL,$$

откуда

$$\bar{q}_r = \frac{1}{2\pi r_n} \oint_L \bar{q}_n dL = \frac{1}{2\sqrt{\pi\omega}} \oint_L \bar{q}_n dL. \quad (2.75)$$

Последнее выражение показывает, что при замене реального болотного массива произвольного очертания (с внутренним питанием) эквивалентным ему круглым массивом вдоль границы последнего будет располагаться одинаковый микроландшафт (см. п. 1.7 и 2.8) с проточностью  $\bar{q}_r$ , равной отношению потока вектора единичного расхода через контур реального болотного массива к величине, зависящей от площади массива,  $2\sqrt{\pi\omega}$ .

Из уравнений (2.75) и (2.72) получаем

$$\bar{q}_r = \frac{\bar{Q}_L}{2\sqrt{\pi\omega}}$$

или, деля обе части равенства на  $\omega$

$$\frac{\bar{Q}_L}{\omega} = \frac{2\bar{q}_r \sqrt{\pi\omega}}{\omega} = \frac{2\bar{q}_r}{\sqrt{\frac{\omega}{\pi}}} = \frac{2\bar{q}_r}{r_n}.$$

Так как  $\frac{\bar{Q}_L}{\omega}$  представляет собой средний модуль стока  $\bar{m}$  с болотного массива площадью  $\omega$ , то получаем следующую простую зависимость:

$$\bar{m} = \frac{2\bar{q}_r}{r_n}. \quad (2.76)$$

Формула (2.76) представляет собой важное следствие, которое может быть сформулировано следующим образом: средний модуль горизонтального стока<sup>1</sup> с болотного массива произвольного очертания, имеющего внутреннее питание, равен удвоенному единичному расходу на границе эквивалентного массива, деленному на радиус эквивалентного массива. Выражение (2.76) имеет важное применение во всех расчетах стока с болотных массивов.

В дальнейшем средний единичный расход  $\bar{q}_r$ , выражаемый уравнением (2.75), будем называть приведенным единичным расходом (или приведенной средней проточностью).

<sup>1</sup> Термин «горизонтальный сток» применяется в смысле величины внешнего водообмена, т. е. того объема воды, который стекает с болотного массива за пределы его границ в плане.

Для болотного массива с транзитным потоком и эквивалентного ему по площади прямоугольного болотного массива, согласно формулам (2.62) и (2.72), можно написать (так как  $\frac{d\bar{W}}{dt}=0$ ):

$$Q_{L_2} - Q_{L_1} = \int_{L_2} \bar{q}_{2n} dL - \int_{L_1} \bar{q}_{1n} dL = \bar{p}\omega, \quad (2.76')$$

$$Q_{L_2} - Q_{L_1} = L_2 \bar{q}_2 - L_1 \bar{q}_1 = \bar{p}BL = \bar{p}\omega, \quad (2.76'')$$

где  $B$  и  $L$  соответственно ширина эквивалентного болотного массива и длина его контура стока, равная длине контура притока.

Полагая  $L = \frac{L_1 + L_2}{2}$ , получим, что эквивалентная ширина массива

$$B = \frac{\omega}{L} = \frac{2\omega}{L_1 + L_2}. \quad (2.76''')$$

Так как правые части выражений (2.76') и (2.76'') по условию равны, то получаем зависимость для вычисления приведенных проточностей через контур стока и притока:

$$\bar{q}_2 - \bar{q}_1 = \frac{2 \left( \int_{L_2} \bar{q}_{2n} dL - \int_{L_1} \bar{q}_{1n} dL \right)}{L_1 + L_2}. \quad (2.77)$$

При этом средний модуль стока с болотного массива с транзитным потоком выразится через приведенные значения проточностей простой зависимостью:

$$\bar{m} = \frac{\bar{q}_2 - \bar{q}_1}{B}. \quad (2.77')$$

## 2.12. Закономерности, выражаемые гидроморфологическими зависимостями

Как уже было показано, болотная растительность, составляющая живой растительный покров болотных массивов, является весьма чутким реагентом на среду, в которой она развивается. Причем к числу основных факторов, определяющих состав растительных ассоциаций в любом месте болотного массива, относятся: проточность воды, уровень грунтовых вод и амплитуда его колебаний, химический состав вод. Изменение этих факторов в том или другом месте болотного массива влечет за собой соответствующие изменения в составе растительного покрова и в скорости процесса торфонакопления. Последнее в свою очередь приводит к изменению рельефа поверхности болотного массива как на отдельных участках его, так и на всем массиве в целом. Возникшие изменения в составе растительного покрова в свою очередь вызывают посредством изменения структуры деятельного слоя соответствующие изменения фильтрационных характеристик и характеристик водоот-

дачи торфогенного слоя; а изменения в рельефе болотного массива влекут за собой соответствующие изменения в плановом распределении проточности, или «плотности потока», а это в свою очередь изменяет водный и гидрохимический режим (т. е. уровень грунтовых вод, амплитуду его колебаний, химический состав вод и концентрацию растворенных веществ), а также водный баланс различных участков болотного массива. Таким образом, постепенно возникают новые условия среды и соответствующие им новые изменения в составе растительного покрова, которые снова приводят к изменению физических свойств деятельного горизонта, скорости торфонакопления, затем изменению рельефа и т. д. Непрерывное течение этих взаимосвязанных процессов с обратной связью во времени и составляет биофизическую сущность развития и формирования болотных массивов.

Однако вследствие относительной медленности этих процессов, быстрота которых определяется интенсивностью торфонакопления (в среднем 1 миллиметр в год), в каждый данный естественноисторический период времени болотный массив может рассматриваться как неизменное природное образование, обладающее определенным рельефом, определенным закономерным распределением растительного покрова по его территории, отражающим соответствующие изменения проточности, средних уровней грунтовых вод и химического состава болотных вод.

Следовательно, для каждого естественноисторического периода в развитии болотного массива можно установить общие связи между распределением по его территории основных гидрологических характеристик, рельефом болотного массива и закономерностями изменения состава растительного покрова, проявляющимися через соответствующие изменения свойств деятельного горизонта. Установление таких зависимостей для болот в современную нам эпоху и является одной из главных задач общей теории гидрологии болот.

Математические выражения, устанавливающие связь между балансом водного питания болот (определяемого климатическими и гидрогеологическими условиями места залегания болота), закономерностями распределения растительного покрова, рельефом поверхности и физическими свойствами торфогенного слоя болот, называются гидроморфологическими зависимостями.

Основное значение таких зависимостей заключается в том, что они позволяют анализировать ход развития болотных массивов и динамику их роста. При этом, как во всяком теоретическом анализе, появляется возможность рассмотрения в широком диапазоне сочетаний различных природных факторов и условий, определяющих образование и ход развития болотных массивов, независимо от того, насколько часто или редко они могут встречаться в реальных природных условиях.

Наряду с этим гидроморфологические зависимости являются теоретической основой для расчетов стока с болот, водного баланса и режима уровней грунтовых вод.

На рис. 20 представлена схема взаимодействия гидрометеорологических факторов с процессом развития и различными состоя-

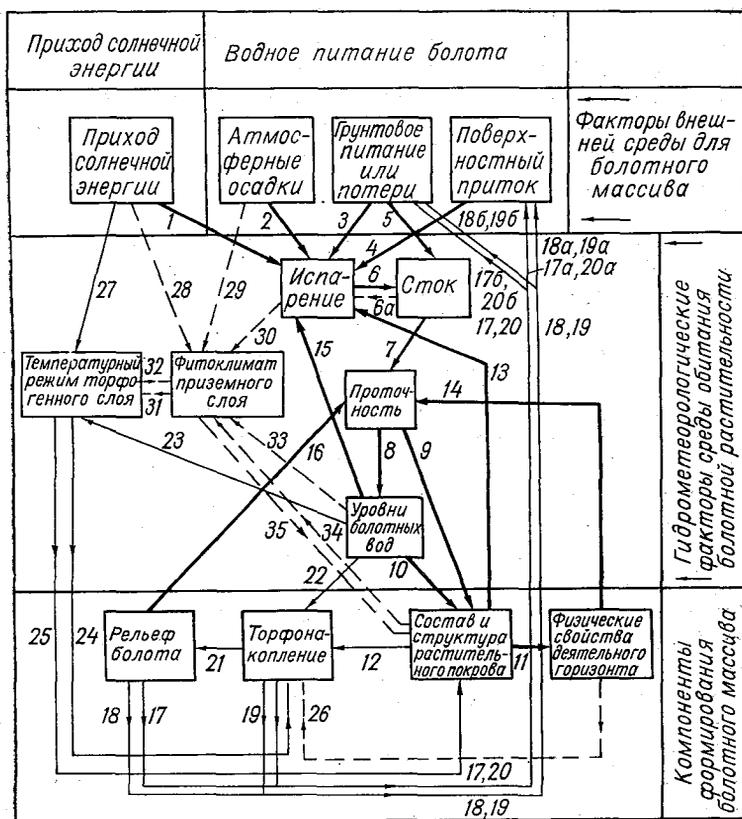


Рис. 20. Схема взаимодействия гидрометеорологических факторов с процессом развития болотной системы и ее различными состояниями.

ниями болотного массива (или какого-либо его отдельного участка). Сплошными линиями со стрелками показаны главные прямые и обратные связи, пунктирными — второстепенные связи, которые играют значительно меньшую количественную роль в процессе взаимодействия, особенно когда рассматриваются относительно короткие промежутки времени. При реализации этой схемы с помощью эмпирических и теоретических функциональных зависимостей обратными второстепенными связями можно пренебрегать, если только процессы взаимодействия рассматриваются за

периоды достаточно короткие по сравнению со временем, требуемым для существенного изменения рельефа болотного массива.

На схеме рис. 20 жирными линиями показаны связи, реализуемые гидроморфологическими зависимостями. При этом, как видно, выпадает система прямых и обратных связей, затрагивающая скорость торфонакопления, изменения рельефа болота во времени и влияние на них температурного режима и физических свойств деятельного горизонта. Неучет этих связей гидроморфологическими зависимостями обусловлен тем, что рельеф болотного массива в них рассматривается как независимый и наперед заданный фактор, характеристика которого в современную нам эпоху получается с помощью аэрофотосъемки. Такой подход оправдывается тем, что продолжительность циклов взаимодействия, выраженных системой связей 1—15, измеряется десятками лет (и более короткими периодами), и поэтому с достаточным приближением они могут рассматриваться на фоне принятого неизменного рельефа болотного массива как процессы, не зависящие от его изменений.

Периоды же времени, необходимые для того, чтобы проявилось существенное влияние на рельеф болота системы связей 16—25, измеряются многими сотнями и тысячами лет, т. е. такими периодами, которые имеют один порядок с периодом изменения климатов. Поэтому, пользуясь при выводе гидроморфологических зависимостей для болот понятиями среднего многолетнего стока, испарения, проточности, уровня грунтовых вод, осадков, теплоприхода и т. д., следует иметь в виду, что они характеризуют квазистационарные условия в определяющих их факторах внешней среды и состоянии рельефа болота.

Действительно, если принять во внимание, что на двух соседних участках болота, отличающихся по проточности, уровням грунтовых вод, физическим свойствам деятельного горизонта, разница в скоростях торфонакопления составляет 0,5 мм/год, то для того, чтобы произошло заметное изменение разности отметок поверхности этих участков, например, всего на 10 см, потребуется 200 лет.

Отсюда видно, что имеется полная возможность рассматривать за относительно короткие периоды времени лишь ту часть общей системы взаимосвязей (см. рис. 20), в которой скорости процессов имеют один и тот же порядок.

### 2.13. Основное гидроморфологическое уравнение связи для болотного массива и его анализ

Выделим на болотном массиве (см. рис. 18) элементарный участок  $abcd$ , ограниченный двумя горизонталями  $CD$  и  $FE$  и линиями стекания  $bc$  и  $ad$ . За начало координат примем наивысшую точку поверхности болотного массива на его профиле, проведенном вдоль линии стекания. За горизонтальную ось примем линию тока  $s$ , проходящую по середине выделенного участка. Введем следующие обозначения (рис. 21):  $s$  — расстояние по средней линии тока  $s$ , от-

считываемое от горизонтали  $CD$ ;  $b_s$  — длина дуги горизонтали на расстоянии  $s$  от  $CD$ ,  $b_0$  — длина дуги  $ab$  горизонтали  $CD$  в начале участка;  $q_0$  — единичный расход в деятельном горизонте в начале участка;  $q_s$  — единичный расход на расстоянии  $s$ ;  $s_1$  — длина участка вдоль средней линии тока  $s$ . Составим для выделенного участка уравнение неразрывности потока при условии установившегося режима фильтрации в деятельном слое и прихода влаги на выделенный участок. Расход воды, поступающей на участок  $abcd$  по деятельному горизонту, равен, очевидно,  $q_0 b_0$ , а вытекающей —  $q_s b_s$ . Разность этих расходов при установившемся режиме равна

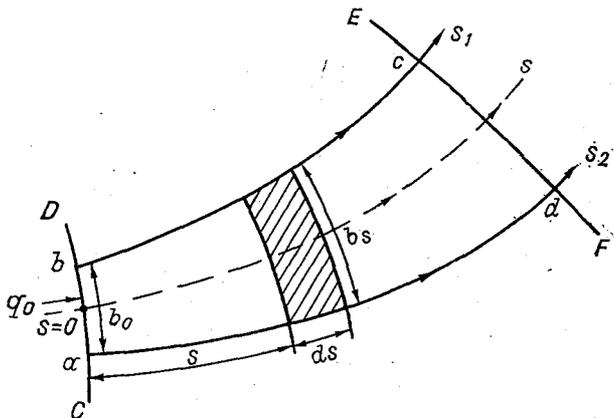


Рис. 21. Элементарный расчетный фрагмент.

количеству воды, приходящей в единицу времени на площадь рассматриваемого участка:

$$q_s b_s - q_0 b_0 = \int_0^{s_1} p_s b_s ds, \quad (2.78)$$

где  $\bar{p}_s$  — интенсивность внутреннего питания, определяемая уравнением (2.63) и в общем случае являющаяся функцией  $s$ .

Применяя последнее уравнение к средним многолетним значениям  $\bar{q}_s$ ,  $\bar{q}_0$  и  $\bar{p}_s$  и решая его относительно  $\bar{q}_s$ , получаем общее выражение для средней проточности деятельного горизонта в любой точке болотного массива ( $s_1$  заменяем на  $s$ ):

$$\bar{q}_s = \frac{\bar{q}_0 b_0 + \int_0^s \bar{p}_s b_s ds}{b_s}. \quad (2.79)$$

Полагая далее, согласно выражению (2.54),  $\bar{q}_s = \bar{M} s i$  и выражая уклон  $i$  поверхности болотного массива вдоль линии стекания

в принятой системе координат  $(y, s)$   $i = \frac{dy}{ds}$ , получаем

$$\frac{dy}{ds} = \frac{\bar{q}_0 b_0 + \int_0^s \bar{p}_s b_s ds}{\bar{M}_s b_s}. \quad (2.80)$$

Последнее выражение представляет собой основное дифференциальное уравнение, связывающее рельеф болотного массива вдоль любой произвольно выбранной линии стекания  $s$  с типами болотных микроландшафтов (характеризуемых средним модулем проточности  $\bar{M}_s$ ), формой потока в плане ( $b_0, b_s$ ) и интенсивностью внешнего ( $\bar{q}_0$ ) и внутреннего ( $\bar{p}_s$ ) питания. В этом уравнении величины  $y, p_s, b_s$  и  $\bar{M}_s$  в самом общем случае являются функциями расстояния  $s$ , измеряемого вдоль линии тока.

Поскольку интенсивность всех биофизических и биохимических процессов, регулирующих скорость торфонакопления и формирование рельефа болотного массива, зависит от интенсивности водообмена (проточности) и аэрации деятельного (торфогенного) слоя (т. е. уровня грунтовых вод) в любом месте болотного массива, то выбор для составления уравнения, описывающего гидроморфологические связи, системы координат, в которой горизонтальной осью является сама линия тока<sup>1</sup>, а за начало координат принимается характерная точка на поверхности болотного массива, которой является центр выпуклости массива (см. рис. 5 а и б), или граница болотного массива с суходолом (см. рис. 5 в), вполне отвечает физическому смыслу рассматриваемой задачи.

Профили болотного массива, представляющие собой вертикальные разрезы его по любой линии стекания (например,  $AOB$  на рис. 5 а или  $A_1O_1B_1$  на рис. 5 б,) назовем гидродинамическими профилями болотного массива.

Рассмотрим некоторые частные случаи, вытекающие из уравнения (2.80). При наличии на болотном массиве внутри его границ (т. е. внутри внешнего контура) одной или нескольких водораздельных точек («центров выпуклостей») или водораздельных линий (см. рис. 6 и 8), для которых  $s=0$  и внешнее питание  $\bar{q}_0=0$ , из уравнения (2.80) вытекает, что в этих местах болотного массива уклон поверхности

$$i = \frac{dy}{ds} = 0,$$

что и соответствует физическому смыслу этих понятий.

Для массивов речных долин и проточных котловин, имеющих внешнее питание из водоносных пластов, выклинивающихся в местах примыкания торфяной залежи к минеральным, коренным бере-

<sup>1</sup> Точнее, за горизонтальную ось принимается проекция линии тока на горизонтальную плоскость, названная выше линией стекания.

гам, значение  $\bar{q}_0$  на границе болотного массива с берегом, т. е. при  $s=0$ , равно, очевидно, расходу фильтрационного потока на единицу длины фронта выклинивания его из водоносного пласта. Обозначая для этого случая  $\bar{q}_0 = \bar{q}_{\text{гр}}$ , на основании уравнения (2.80) получаем, что уклон поверхности болота вдоль линии стекания на границе болотного массива с берегом

$$i_{s=0} = \left( \frac{dy}{ds} \right)_{s=0} = \frac{\bar{q}_{\text{гр}} b_0}{M_{s=0} b_{s=0}} = \frac{\bar{q}_{\text{гр}}}{M_{s=0}} = \frac{\bar{q}_{\text{гр}}}{k_0 (z_0 - z_{s=0})}, \quad (2.81)$$

т. е. определяется только интенсивностью внешнего питания и свойствами деятельного горизонта примыкающего к берегу болотного микроландшафта ( $k_0, z_0 - z_{s=0}$ ).

В случае если *внешнее питание* массива складывается из поверхностносточных вод, стекающих к болотному массиву с выше-расположенных склонов минеральных берегов, и из грунтовых вод водоносных пластов, то под величиной  $q_0$  в уравнении (2.80) на границе массива будем подразумевать сумму двух составляющих внешнего питания:

$$\bar{q}_0 = \bar{q}_{\text{гр}} + \bar{q}_{\text{п}}, \quad (2.82)$$

где  $\bar{q}_{\text{гр}}$  — средний расход фильтрации на единицу длины фронта выхода грунтовых вод по границе болотного массива;  $\bar{q}_{\text{п}}$  — средний расход поверхностного притока на единицу длины фронта внешнего питания.

Значения  $\bar{q}_{\text{гр}}$  и  $\bar{q}_{\text{п}}$  в общем случае являются величинами переменными вдоль контура внешнего питания и, следовательно, функциями точки на границе массива.

Полагая в уравнении (2.80) при  $s=0$   $\frac{dy}{ds} = 0$  и  $\bar{q}_0 = 0$ , получим уравнение гидродинамических профилей для болотных массивов с центрами выпуклости или водораздельными линиями внутри границ массива:

$$\frac{dy}{ds} = \frac{1}{M_s b_s} \int_0^s \bar{p}_s b_s ds. \quad (2.83)$$

Как видно из уравнений (2.80) и (2.83), очертание гидродинамических профилей болотного массива вдоль любой заданной линии стекания, определяемое изменением уклона  $\frac{dy}{ds}$  по длине  $s$ , зависит от вида трех функций:

$$\begin{aligned} \bar{M}_s &= \bar{M}(s), \\ \bar{p}_s &= \bar{p}(s), \\ b_s &= b(s), \end{aligned}$$

характеризующих изменение вдоль линий тока среднего модуля проточности  $\overline{M}_s$ , средней интенсивности внутреннего питания  $\overline{p}_s$  и длины фронта стекания потока  $b_s$ .

При наличии только атмосферного питания средняя величина прихода влаги на поверхность болота  $\overline{p}_s$  может изменяться вдоль линии стекания только благодаря разной норме испарения с различных, меняющихся вдоль линии тока, микроландшафтов. Пренебрегая в первом приближении этими, сравнительно небольшими, изменениями (см. п. 2.11), значение  $\overline{p}_s$  для массивов с атмосферным питанием можно принимать постоянным вдоль любой линии тока. Для болотных массивов, имеющих значительный водообмен с подстилающими грунтами (что наблюдается обычно лишь на низинных болотных массивах речных долин или приозерных впадин), значение  $\overline{p}_s$  вдоль линии тока может изменяться весьма существенно. При большой инфильтрации влаги из торфяной залежи в подстилающие водопроницаемые слои грунта, превышающей атмосферное питание,  $\overline{p}_s$  может принимать также отрицательные значения. Существенные изменения  $\overline{p}_s$  вдоль линии стекания могут быть вызваны также местными интенсивными выходами грунтовых напорных вод из подстилающих слоев в торфяную залежь или периодическим падением уровней в реке, дренирующей примыкающие болотные массивы пойменного или террасного залегания. В самом общем случае значение  $\overline{p}_s$  в любой точке линии тока на болотном массиве равняется алгебраической сумме прихода атмосферной влаги, испарения и водообмена залежи с подстилающим грунтом, согласно зависимости (2.63). При этом водообмен залежи с подстилающими грунтами в данной точке массива понимается как интенсивность выхода напорных вод из подстилающих водоносных горизонтов или, наоборот, интенсивность инфильтрации из торфяной залежи в подстилающие горизонты. Изменение вдоль линии стекания может быть непрерывным или, как уже указывалось, дискретным.

Продифференцируем уравнение (2.80) по  $s$ . Имея при этом в виду, что знак при  $\overline{p}_s$  определяется соотношением интенсивностей  $\overline{p}_0$ ,  $\overline{p}_и$  и  $\overline{p}_{тр}$ , и полагая, что в пределах рассматриваемого участка линий тока (от  $s=0$  до  $s$ )  $\overline{p}_s$  остается постоянным, получим

$$\frac{d^2y}{ds^2} = \left( \overline{q}_0 b_0 + \overline{p}_s \int_0^s b_s ds \right) \frac{d}{ds} \left( \frac{1}{\overline{M}_s b_s} \right) + \frac{\overline{p}_s}{\overline{M}_s}. \quad (2.84)$$

Предположим, что на рассматриваемом участке болотного массива вдоль линии стекания  $\overline{p}_s > 0$ . Как видно из уравнения (2.63), это условие может выполняться в следующих случаях:

1) когда норма осадков  $\overline{p}_0$  больше нормы испарения  $\overline{p}_и$  при  $\overline{p}_{тр} = 0$  (случай расположения болотного массива в климатической

зоне избыточного увлажнения при отсутствии водообмена с подстилающими грунтами);

2) когда норма осадков  $\bar{p}_0$  больше нормы испарения  $\bar{p}_x$  и приход влаги из подстилающих горизонтов  $p_{гр} > 0$  (т. е. имеется напорное питание), или же, если имеется отток влаги в подстилающие горизонты ( $\bar{p}_{гр} < 0$ ), но по абсолютной величине  $|\bar{p}_{гр}|$  остается меньше разности  $(\bar{p}_0 - \bar{p}_x)$ ;

3) когда норма осадков  $\bar{p}_0$  меньше нормы испарения с болотного массива  $\bar{p}_x$ , но напорное грунтовое питание из подстилающих грунтов  $p_{гр} > (\bar{p}_x - \bar{p}_0)$ .

Последний случай может, очевидно, относиться лишь к зоне недостаточного увлажнения. Величина внешнего грунтового и поверхностносточного питания, выражаемая членом уравнения  $\bar{q}_0 b_0$ , очевидно, может быть всегда только положительной либо равной нулю.

Следовательно, при положительном водном балансе внутреннего питания болотного массива второй член правой части уравнения

(2.84)  $\frac{\bar{p}_s}{M_s}$  будет всегда положителен, так же как и выражение,

стоящее в скобках в правой части уравнения. Знак же всего первого слагаемого правой части уравнения (2.84) определяется знаком производной  $\frac{d}{ds} \left( \frac{1}{M_s b_s} \right)$ , который зависит от закона изменения вдоль линии тока  $s$  произведения функций  $\bar{M}_s$  и  $b_s$ . Очевидно, что при *расходящемся* потоке, когда  $b_s$  возрастает  $\left( \frac{db_s}{ds} > 0 \right)$ ,

знак производной будет *отрицательным*, если модуль проточности  $\bar{M}_s$  также возрастает либо остается постоянным, либо уменьшается вдоль  $s$ , но с меньшей быстротой, чем возрастает  $b_s$ .

В этом случае знак  $\frac{d^2 y}{ds^2}$  зависит от соотношения абсолютных величин членов правой части уравнения (2.84).

При

$$\frac{\bar{p}_s}{M_s} > \left| \left( \bar{q}_0 b_0 + \bar{p}_s \int_0^s b_s ds \right) \frac{d}{ds} \left( \frac{1}{\bar{M}_s b_s} \right) \right| = |A| \quad (2.85)$$

знак  $\frac{d^2 y}{ds^2}$  в уравнении (2.84) будет положительным и, следовательно, в принятой системе координат (см. рис. 17) кривая очертания поверхности болотного массива вдоль любой линии стекания должна быть выпуклой.

В том случае, если

$$\frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} < \left| \left( \bar{q}_0 b_0 + \bar{p}_s \int_0^s b_s ds \right) \frac{d}{ds} \left( \frac{1}{\bar{M}_s b_s} \right) \right| = |A|, \quad (2.85')$$

знак второй производной  $\frac{d^2 y}{ds^2}$  будет отрицательным. Следовательно, кривая очертания поверхности болотного массива вдоль линии тока должна быть *вогнутой*.

Таким образом, при положительном балансе внутреннего питания и при условии возрастания вдоль линии тока произведения модуля проточности на длину фронта стекания  $\bar{M}_s b_s$  могут иметь место как *выпуклые*, так и *вогнутые* гидродинамические профили массива.

Если при расходящемся потоке уменьшение модуля проточности вдоль линии тока будет быстрее, чем возрастание  $b_s$ , т. е.

$$\left| \frac{d\bar{M}_s}{ds} \right| > \frac{db_s}{ds}, \quad (2.86)$$

то  $\frac{d}{ds} \left( \frac{1}{\bar{M}_s b_s} \right)$  положительно и, следовательно, в этом случае всегда  $\frac{d^2 y}{ds^2} > 0$  и гидродинамические профили всегда будут только выпуклыми.

Рассмотрим теперь случай *сходящегося* потока. При этом, очевидно,  $b_s$  должно уменьшаться с возрастанием  $s$ , т. е.  $\frac{db_s}{ds} < 0$ . Знак

$\frac{d}{ds} \left( \frac{1}{\bar{M}_s b_s} \right)$  должен быть *положительным*, если модуль проточности  $\bar{M}_s$  вдоль линии тока также уменьшается либо остается постоянным, либо возрастает, но с меньшей быстротой, чем уменьшается  $b_s$ . При этом, очевидно, что  $\frac{d^2 y}{ds^2}$  будет всегда положительно, и очертание болотного массива вдоль любой линии стекания должно быть *выпуклым*.

Если при сходящемся потоке модуль проточности  $\bar{M}_s$  будет возрастать быстрее, чем уменьшается  $b_s$ , то знак производной  $\frac{d}{ds} \left( \frac{1}{\bar{M}_s b_s} \right)$  будет отрицательным, т. е. будет иметь место первый случай, когда кривая очертания гидродинамического профиля зависит от соотношений (2.85) и (2.85').

Все рассмотренные возможные случаи соотношений в изменениях  $\bar{M}_s$  и  $b_s$  вдоль линии стекания при положительном балансе внутреннего питания болотного массива (табл. 10) показывают, что существуют три основные группы гидродинамических профилей:

1) выпуклые профили на всем протяжении линии стекания  $s$ , отвечающие условию, что произведение модуля проточности на длину фронта стекания  $\overline{M_s b_s}$  уменьшается вдоль линии стекания  $\left(\frac{d(\overline{M_s b_s})}{ds} < 0\right)$ , и

2) сложные профили, очертание которых вдоль линии стекания может переходить из выпуклой формы в вогнутую и обратно, определяясь соотношениями (2.85) и (2.85'), в зависимости от расстояния  $s$ , и отвечающие условию  $\frac{d(\overline{M_s b_s})}{ds} > 0$ ;

3) вогнутые профили на всем протяжении линии стекания  $s$ , существующие при условии  $\frac{d(\overline{M_s b_s})}{ds} > 0$  и при выполнении соотношения (2.85'), начиная с  $s=0$ .

Аналогичным образом можно провести анализ формы гидродинамических профилей болотных массивов для всех случаев отрицательного значения баланса внутреннего питания ( $\overline{p_s} < 0$ ), характерных в основном для болот зоны недостаточного увлажнения.

Все соотношения между формой гидродинамического профиля и определяющими его величинами  $\overline{p_s}$ ,  $\overline{M_s}$ ,  $b_s$  приведены в табл. 10. Важно заметить, что при отрицательном балансе внутреннего питания болота могут существовать только при условии

$$\overline{q_0 b_0} > \left| \int_0^s \overline{p_s b_s} ds \right|, \quad (2.87)$$

т. е. внешнее питание должно превышать суммарные потери влаги на участке длиной  $s$ .

Если внешнее питание  $\overline{q_0 b_0}$  оказывается меньше  $\left| \int_0^s \overline{p_s b_s} ds \right|$ , то совершенно очевидно, что в этом случае болото существовать не может. Таким образом, имеет смысл рассматривать все возможные случаи формы рельефа поверхности болота при  $\overline{p_s} < 0$  лишь при обязательном выполнении неравенства (2.87) (см. табл. 10). Из условия (2.87) вытекает соотношение, дающее возможность определить предельный возможный размер болотного массива в направлении заданной линии стекания при известных: форме потока в плане,  $b_s = b(s)$ , и интенсивности внутреннего водообмена  $\overline{p_s}$ . Это соотношение запишется в следующем виде:

$$\int_0^{s_{\text{п}}} \overline{p_s b_s} ds = \overline{q_0 b_0}, \quad (2.88)$$

где  $s_{\text{п}}$  — предельная наибольшая возможная длина массива вдоль линии стекания.

Сводная таблица зависимости формы (типа) рельефа участка болотного массива от соотношений составляющих его водного питания, характеристик погоды и ландшафтного строения

1	2	3	4	5	6	7
Знак баланса внутреннего питания	Соотношение составляющих баланса внутреннего питания, обуславливающее данный знак $\bar{p}_s$	Форма погоды в плане	Изменение модуля проточности (быстрога смены болотных микроландшафтов) вдоль линий стекания	Знак величины $\Delta$ в уравнении (2.84)	Соотношение элементов (абсолютные величины) правой части уравнения	Форма рельефа поверхности болота
$\bar{p}_s > 0$	В зоне недостаточного увлажнения: $\bar{p}_0 < \bar{p}_н$ , $\bar{p}_{гр} > 0$ , причем $\bar{p}_{гр} > (\bar{p}_н - \bar{p}_0)$ В зоне избыточного увлажнения: $\bar{p}_0 > \bar{p}_н$ 1) $\bar{p}_{гр} = 0$ ; 2) $\bar{p}_{гр} > 0$ ; 3) $\bar{p}_{гр} < 0$ при условии $ \bar{p}_{гр}  <  \bar{p}_0 - \bar{p}_н $	Расходящийся ( $b_s$ возрастает вдоль $s$ )  Расходящийся ( $b_s$ возрастает вдоль $s$ )	$\bar{M}_s$ убывает при условии $\left  \frac{d\bar{M}_s}{ds} \right  > \left  \frac{db_s}{ds} \right $ , т. е. быстрее, чем возрастает $b_s$  1) $\bar{M}_s$ убывает при условии $\left  \frac{d\bar{M}_s}{ds} \right  < \left  \frac{db_s}{ds} \right $ , т. е. медленнее, чем возрастает $b_s$ ; 2) $\bar{M}_s = \text{const}$ , 3) $\bar{M}_s$ возрастает $\bar{M}_s b_s = \text{const}$ ( $\bar{M}_s$ убывает обратно пропорционально $b_s$ )  1) $\bar{M}_s$ убывает, 2) $\bar{M}_s = \text{const}$ , 3) $\bar{M}_s$ возрастает при условии $\left  \frac{d\bar{M}_s}{ds} \right  < \left  \frac{db_s}{ds} \right $ , т. е. медленнее, чем убывает $b_s$ $\bar{M}_s$ возрастает при условии $\left  \frac{d\bar{M}_s}{ds} \right  > \left  \frac{db_s}{ds} \right $ , т. е. быстрее, чем убывает $b_s$	(+)  (-)  (+)  (-)	$\frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} \gtrless  A $  $\frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} >  A $  $\frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} <  A $  $A = 0$  $\frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s}$ любое  $\frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} \gtrless  A $  $\frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} >  A $  $\frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} <  A $	Выпуклая  Выпуклая  Вогнутая  Выпуклая  Выпуклая  Выпуклая  Вогнутая

$\bar{p}_s < 0$	В зоне недостаточного увлажнения: $\bar{p}_0 < \bar{p}_н$ 1) $\bar{p}_{гр} > 0$ при условии $\bar{p}_{гр} < (\bar{p}_н - \bar{p}_0)$ 2) $\bar{p}_{гр} = 0$ 3) $\bar{p}_{гр} < 0$	Расходящийся ( $b_s$ возрастает вдоль $s$ )	$\bar{M}_s b_s = \text{const}$ , т. е. $\bar{M}_s$ возрастает обратно пропорционально $b_s$ $\bar{M}_s$ убывает при условии $\left  \frac{d\bar{M}_s}{ds} \right  > \left  \frac{db_s}{ds} \right $ , т. е. быстрее, чем возрастает $b_s$	$A = 0$ $\left  \frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} \right  < A$ (+)	Выпуклая
	В зоне избыточного увлажнения: $\bar{p}_0 > \bar{p}_н$ $\bar{p}_{гр} < 0$ при условии $ \bar{p}_{гр}  > \bar{p}_0 - \bar{p}_н$	Расходящийся ( $b_s$ возрастает вдоль $s$ )	1) $\bar{M}_s$ убывает при условии $\left  \frac{d\bar{M}_s}{ds} \right  < \left  \frac{db_s}{ds} \right $ , т. е. медленнее, чем возрастает $b_s$ ; 2) $\bar{M}_s = \text{const}$ 3) $\bar{M}_s$ возрастает	$A = 0$ $\left  \frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} \right  > A$ (+)	Вогнутая
		Сходящийся ( $b_s$ убывает вдоль $s$ )	$\bar{M}_s b_s = \text{const}$ , т. е. $\bar{M}_s$ убывает обратно пропорционально $b_s$ 1) $\bar{M}_s$ убывает 2) $\bar{M}_s = \text{const}$ 3) $\bar{M}_s$ возрастает, но $\left  \frac{d\bar{M}_s}{ds} \right  < \left  \frac{db_s}{ds} \right $ , т. е. медленнее, чем убывает $b_s$	$A = 0$ $\left  \frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} \right  < A$ (+)	Выпуклая
			$\bar{M}_s$ возрастает при условии $\left  \frac{d\bar{M}_s}{ds} \right  > \left  \frac{db_s}{ds} \right $ , т. е. быстрее, чем убывает $b_s$ $\bar{M}_s b_s = \text{const}$ , т. е. $\bar{M}_s$ возрастает обратно пропорционально $b_s$	$\left  \frac{\bar{p}_s}{\bar{M}_s} \right  > A$ (-)	Вогнутая
				$A = 0$	Вогнутая

Примечание. При  $\bar{p}_s > 0$  соотношение  $q_0 b_0$  и  $\int_0^s \bar{p}_s b_s ds$ , определяющее знак  $A$ , любое. При  $\bar{p}_s < 0$   $q_0 b_0$  должно быть больше

$\int_0^s \bar{p}_s b_s ds$ . При  $q_0 b_0 < \int_0^s \bar{p}_s b_s ds$  болото существовать не может.

Из последнего равенства нетрудно видеть, что наименьшую длину вдоль линии стекания должны иметь массивы с большим расхождением потока, а наибольшую — массивы со сходящимся потоком. При этом чем больше схождение потока, тем длиннее должен быть массив вдоль линии стекания при неизменных значениях  $\bar{p}_s$  и  $q_0 b_0$ .

Рассматривая в табл. 10 все случаи, относящиеся к  $\bar{p}_s < 0$ , нетрудно заметить, что в большинстве случаев рельеф массива вдоль линии стекания оказывается вогнутым и только в двух случаях — выпуклым. Таким образом, при отрицательном балансе внутреннего питания характерной является вогнутая форма рельефа болотного массива.

Проведенный анализ зависимости формы гидродинамических профилей болотного массива от формы потока в плане и баланса внутреннего питания массива позволяет судить о направлении грунтового водообмена и балансе внутреннего питания, если заданы формы рельефа вдоль линий стекания; последовательность смены болотных микроландшафтов в виде значений  $\bar{M}_s$  как функции длины  $s$  и форма потока в плане  $b(s)$ . Если известны формы рельефа, знак баланса внутреннего питания и его величина, а также типы и последовательность смен болотных микроландшафтов, можно определить форму потока в плане и порядок величины внешнего питания.

Соответствующие расчетные зависимости будут рассмотрены в следующих разделах.

#### 2.14. Построение гидродинамических профилей и рельефа болотного массива на основе аэрофотоплана и гидроморфологического уравнения связи

Реальные сетки линий стекания, построенные для болотных массивов по аэрофотосъемке и наложенные на план болотного массива с указанием границ и типов болотных микроландшафтов, представляют исходный материал для всех гидрологических и гидроморфологических расчетов, осуществляемых на основе уравнения связи (2.80). Часто сетки линий стекания представляют собой весьма сложную систему (см. рис. 6 и 7). Однако любую, кажущуюся на первый взгляд весьма сложной, сетку линий стекания, построенную на всю территорию болотного массива, всегда имеется возможность разложить на ряд фрагментов, в пределах которых поток будет характеризоваться каким-либо одним определенным и достаточно простым законом изменения  $b_s = b(s)$ .

Для проведения расчетов по уравнению связи (2.80) прежде всего необходимо по сетке линий стекания установить вид функции  $b_s$ , характеризующей форму потока в плане для выбранного направления линии стекания. Функция  $b_s$  может быть задана либо графически (рис. 22), либо аналитически. Поскольку реальные бо-

лотные массивы в большинстве случаев имеют сложную сетку линий стекания, для которой функция  $b_s$  вдоль любой линии тока не может быть представлена каким-либо одним простым математическим законом в аналитической форме, целесообразно ее разложить на ряд фрагментов, в пределах каждого из которых поток характеризовался бы каким-либо одним определенным законом изменения  $b_s$  по  $s$  вдоль любой линии стекания.

Для этого все разнообразие плановых форм потока любого сложного строения путем разбивки области стекания на отдельные фрагменты всегда можно свести лишь к семи основным формам потока (рис. 23):

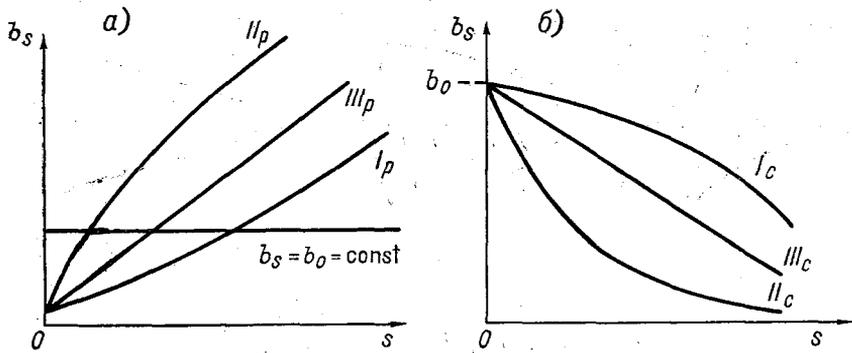


Рис. 22. Зависимости изменения  $b_s$  вдоль линии стекания  $s$  при параллельно-струйном и расходящихся потоках (а) и при сходящихся потоках (б).

- 1) расходящийся поток типа I (рис. 23 а);
- 2) расходящийся поток типа II (рис. 23 б);
- 3) расходящийся поток типа III (рис. 23 в);
- 4) параллельный (в том числе плоский) поток (рис. 23 г);
- 5) сходящийся (концентрирующийся) поток типа I (рис. 23 д);
- 6) сходящийся поток типа II (рис. 23 е);
- 7) сходящийся поток типа III (рис. 23 ж).

В пределах каждого такого фрагмента величину схождения или расхождения потока можно, очевидно, характеризовать приращением длины дуги фронта стекания  $b_s$ , заключенной между двумя произвольными соседними линиями тока, по длине  $s$  средней между ними линии тока, т. е. производной  $\frac{db_s}{ds}$ .

При расходящемся и сходящемся потоках первого типа с увеличением  $s$  абсолютное значение производной  $\left| \frac{db_s}{ds} \right|$  будет, очевидно, непрерывно возрастать (см. рис. 23). При расходящемся и сходящемся потоках второго типа (рис. 23 б и е) значение  $\left| \frac{db_s}{ds} \right|$  с увеличением  $s$  будет убывать и, наконец, при прямоли-

нейно расходящемся и сходящемся потоках  $\left| \frac{db_s}{ds} \right|_s$  будет оставаться постоянным, т. е. не зависящим от  $s$ .

Таким образом, графическое изображение зависимости  $b_s$  от  $s$  для расходящегося потока первого типа будет являться кривой

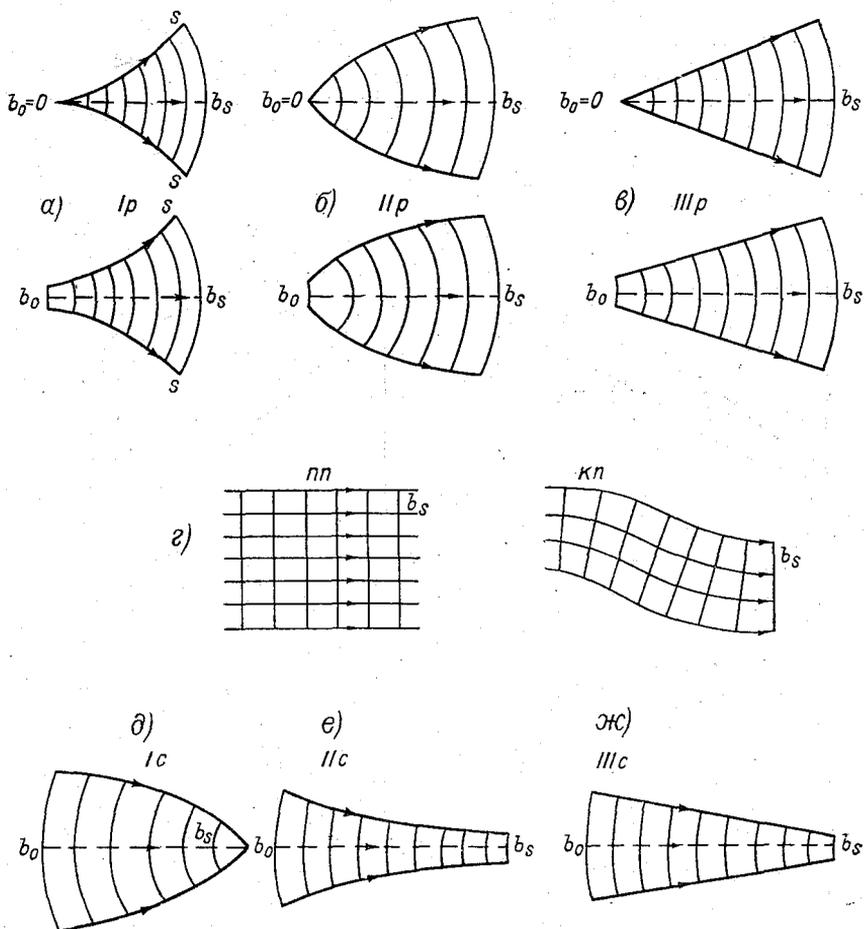


Рис. 23. Основные формы потока.

$I_p, II_p, III_p$  — расходящиеся потоки соответственно первого, второго и третьего типов;  $I_c, II_c, III_c$  — сходящиеся потоки соответственно первого, второго и третьего типов;  $np, kp$  — соответственно плоско-параллельный и криволинейно-параллельный;  $b_s$  — переменная длина фронта стекания,  $b_0$  — начальная длина фронта стекания.

с выпуклостью, обращенной вниз (см. рис. 22 а, кривая  $I_p$ ), для потока второго типа — кривой с выпуклостью, обращенной вверх ( $II_p$ ), и для потока третьего типа — прямой линией ( $III_p$ ). Для параллельного потока  $\frac{db_s}{ds} = 0$ . Для трех типов сходящихся потоков

(рис. 22 б) будем, очевидно, иметь аналогичные зависимости, характеризующие уменьшение  $b_s$  с увеличением  $s$ .

Общее выражение изменения длины дуги (фронта стекания)  $b_s$  с увеличением  $s$  для фрагментов потока всех указанных типов с достаточным приближением всегда может быть представлено либо степенной, либо логарифмической функциями:

$$b_s = as^n + b_0, \quad (2.89)$$

$$b_s = b_0 e^{as}, \quad (2.89')$$

где  $b_0$  — длина фронта стекания между двумя соседними линиями тока в начальном сечении фрагмента,  $a$  и  $n$  — некоторые постоянные;  $e$  — основание натуральных логарифмов.

Для всех расходящихся потоков в выражении (2.89)  $a > 0$ , для всех сходящихся потоков  $a < 0$ , причем  $|n| > 1$  для расходящихся и сходящихся потоков первого типа,  $|n| < 1$  для расходящихся и сходящихся потоков второго типа,  $|n| = 1$  для расходящихся и сходящихся потоков третьего типа.

На рис. 23 показаны (для наглядности) формы расходящихся и сходящихся потоков с прямолинейной осевой линией тока. В реальных болотных массивах весьма часто сетку линий стекания можно разложить на фрагменты только с криволинейными осевыми линиями тока. Но и в этих случаях выделенные типы расходящихся и сходящихся потоков не изменяются. Фрагменты с криволинейной осевой линией стекания соответственно могут быть названы криволинейно-расходящимися потоками (I, II и III типов) и криволинейно-сходящимися потоками (I, II и III типов). При непосредственном рассмотрении формы криволинейно-сходящегося или криволинейно-расходящегося потока, часто трудно установить, к какому типу относится данный фрагмент потока. В этом случае всегда можно трансформировать криволинейную ось потока в прямую линию и, отложив от нее соответствующие расстояния до соседних линий тока, получить трансформированные формы потоков на прямолинейную осевую линию тока. После этого, используя формы, показанные на рис. 23, без труда можно определить, к какому типу относится данный криволинейный фрагмент потока. Еще проще суждение по характерной форме криволинейных фрагментов потоков можно вынести из графического построения  $b_s = \varphi(s)$ .

Для характеристики формы потока в пределах данного фрагмента уравнение (2.80) удобнее выражать в безразмерных величинах, так как в этом случае значение члена  $\int_0^s b_s ds$ , характеризующего расхождение или схождение потока, зависит не от размеров фрагмента, а только от его формы и одинаково для всех подобных фрагментов любого размера. В качестве единичного размера примем длину начальной дуги  $b_0$ . Тогда относительные расстояния  $s_*$  вдоль линии тока, длины дуг  $b_{s*}$  и превышения  $y_*$  выразятся:

$$s_* = \frac{s}{b_0}; \quad b_{s_*} = \frac{b_s}{b_0}; \quad y_* = \frac{y}{b_0}. \quad (2.90)$$

Подставив безразмерные значения  $s_*$ ,  $b_{s_*}$  и  $y_*$  в уравнения (2.79) и (2.80) и предположив, что интенсивность внутреннего питания  $\bar{p}_s$  остается в пределах выделенного фрагмента постоянной ( $\bar{p}_s = \bar{p}_c$ ), получим

$$\bar{q}_s = \frac{1}{b_{s_*}} \left( \bar{q}_0 + \bar{p}_c b_0 \int_0^{s_*} b_{s_*} ds_* \right), \quad (2.91)$$

$$\frac{dy_*}{ds_*} = \frac{1}{M_s b_{s_*}} \left( \bar{q}_0 + \bar{p}_c b_0 \int_0^{s_*} b_{s_*} ds_* \right), \quad (2.92)$$

а выражения (2.89) и (2.89') соответственно примут вид:

$$b_{s_*} = a_* s_*^n + 1, \quad (2.93)$$

где  $a_* = ab_0^{n-1}$ ;

$$b_{s_*} = e^{a_* s_*}, \quad (2.94)$$

где  $a_* = ab_0$ .

Нетрудно заметить, что выражения (2.93) и (2.94) сводятся к выражениям (2.89) и (2.89'), если начальную ширину потока  $b_0$  в выделенном фрагменте, которую можно выбирать произвольно, принять равной единице в принятой системе единиц измерения (например, 1 км или 1 м). При этом надо иметь в виду, что коэффициенты  $a_*$  и  $a$  зависят от выбранной размерности.

Подставив в уравнение (2.92) значения  $b_{s_*}$ , согласно выражениям (2.93) и (2.94), и проинтегрировав его, получим следующие дифференциальные уравнения:

$$dy = \frac{\bar{q}_0 + \bar{p}_c b_0 \left( \frac{a_*}{n+1} s_*^{n+1} + s_* \right)}{M_s (a_* s_*^n + 1)} ds_*. \quad (2.95)$$

$$dy = \frac{\bar{q}_0 + \bar{p}_c b_0 \frac{1}{a_*} (e^{a_* s_*} - 1)}{M_s e^{a_* s_*}} ds_*. \quad (2.96)$$

Для фрагментов с расходящимся потоком, у которых в начале линии стекания (при  $s=0$ ) находится центр выпуклости, т. е.  $b_0=0$ , уравнение (2.89) для нахождения  $b_s$  примет вид

$$b_s = as^n. \quad (2.89'')$$

Подставляя последнее выражение в уравнение (2.80) и полагая в нем  $\bar{p}_s = \bar{p}_c = \text{const}$  и  $b_0=0$ , имеем

$$dy = \frac{\bar{p}_c s}{(n+1) M_s} ds. \quad (2.97)$$

Окончательный вид зависимостей  $y=f(s)$ , т. е. уравнений гидродинамических профилей в пределах каждого рассматриваемого

фрагмента, должен, очевидно, определяться видом функции  $\overline{M}_s = \psi(s)$ , т. е. законом изменения модуля проточности вдоль линии стекания или, что то же самое, закономерностью смены болотных микроландшафтов, а также значениями показателя степени  $n$  и коэффициента  $a_*$ , определяющими закон расхождения или схождения потока.

Принимая каждый раз за начало отсчета расстояний  $s$  и превышений  $y$  верхнюю границу фрагмента и переходя к конечным разностям, получаем расчетные зависимости для построения профилей болотного массива по аэрофотосъемке и физическим характеристикам деятельного горизонта болотных микроландшафтов:

$$y_N = \sum_{j=1}^{j=N} \frac{\overline{q}_0 + \overline{p}c b_0 \left( \frac{a_*}{n+1} s_*^{n+1} + s_*^j \right)}{\overline{M}_j (a_* s_*^n + 1)} \Delta s_j, \quad (2.98)$$

$$y_N = \sum_{j=1}^{j=N} \frac{\overline{q}_0 + \overline{p}c b_0 \frac{1}{a_*} \left( e^{a_* s_*^j} - 1 \right)}{\overline{M}_j e^{a_* s_*^j}} \Delta s_j, \quad (2.99)$$

где  $y_N$  — превышение отметки поверхности болотного массива на расстоянии  $s_N$  от начала фрагмента над ее отметкой в начале фрагмента;  $N$  — число расчетных интервалов, на которое разбито расстояние  $s_N$ ;  $j$  — последовательный номер данного расчетного интервала.

Обработка сеток линий стекания для различных болотных массивов с разбивкой их на расчетные фрагменты показывает, что для расходящихся и сходящихся потоков первого типа значения  $n$  не превышают 2, а для второго типа не ниже 0,5. Значения  $a_*$  колеблются, естественно, в широких пределах. Поэтому сильно расходящиеся потоки, которые выражаются логарифмическим законом (2.89'), встречаются сравнительно редко и свойственны обычно лишь профилям, идущим вдоль водораздельных линий стекания (см. рис. 6, 7).

Построение гидродинамических профилей при сложной форме сетки линий стекания может осуществляться и без разбивки ее на фрагменты и предварительного нахождения аналитических выражений для формы потока в каждом фрагменте. Для этого нужно использовать непосредственно зависимость (2.80), записав ее для конечных разностей  $\Delta y$  и  $\Delta s$  в виде

$$\Delta y_j = \frac{\overline{q}_0 b_0 + \sum_1^m \overline{p}_{sj} b_{sj} \Delta s_j}{\overline{M}_{sj} b_{sj}} \Delta s_j = \frac{(\overline{q}_{j-1} b_{j-1} + \overline{p}_{sj} b_{sj} \Delta s_j) \Delta s_j}{\overline{M}_{sj} b_{sj}}, \quad (2.100)$$

где  $\Delta y_j$  — разность отметок профиля в начале и конце расчетного интервала  $\Delta s_j$ , на которые разбита вся длина линии стекания;  $j$  — последовательный номер расчетного интервала, считая от выбранного начала на линии стекания  $s=0$ . В записи формулы (2.100):

предположено, что модуль проточности  $\overline{M}_s$  и внутреннее питание  $\overline{p}_s$  меняются вдоль линии стекания,  $q_{j-1}b_{j-1}$  — расход, втекающий через контур притока на  $j$ -тый участок.

Выбор наиболее целесообразного метода расчета очертания профилей [по зависимости (2.98) или (2.100)] зависит от конкретной формы сетки линий стекания рассматриваемого болотного массива, количества профилей, которые требуется вычислить и построить, а также от имеющихся средств для расчета и снятия данных с аэрофотоплана болота.

Заметим, что при применении электронно-вычислительной техники и читающих устройств с графиков (в данном случае с сетки линий стекания) более удобной зависимостью является формула (2.100).

Точное интегрирование в аналитическом виде уравнений (2.95) и (2.96) возможно только при определенных видах функции  $\overline{M}_s$ . Но даже самая простая линейная зависимость  $\overline{M}_s$  от  $s$ , имеющая, например, вид

$$\overline{M}_s = Bs + \overline{M}_0$$

(где  $\overline{M}_0$  — значение модуля проточности в начале линии стекания при  $s=0$ , а  $B$  — постоянная), дает при интегрировании весьма сложные выражения, и интегрирование в общем виде может быть выполнено лишь при определенных значениях  $n$ , в частности для радиально расходящегося (или сходящегося) потока (типа III) — при  $n=1$ . При  $n=2$  общий интеграл уравнения (2.95) уже написать нельзя и решение в конечном виде можно искать лишь для конкретных численных значений  $\overline{M}_0$ ,  $B$  и  $a_*$  [40]. Для случая, когда  $b_0$  и  $q_0$  равны нулю при переменном  $\overline{M}_s$ , уравнения приведены в табл. 11.

Однако весьма важными случаями интегрирования уравнений (2.96) и (2.95) будут те, которые относятся к значениям постоянного модуля проточности вдоль линии стекания  $\overline{M}_s = \overline{M} = \text{const}$  (табл. 12, 13).

Гидродинамические профили, уравнения которых соответствуют условию постоянства модуля проточности вдоль линии стекания, назовем, в соответствии с изложенным ранее в п. 2.8, *нормальными профилями очертания болотного массива*. Тогда форма очертания нормальных профилей поверхности болота, как следует из уравнений (2.95) и (2.96), будет зависеть только от закона расхождения или схождения потока вдоль заданной линии стекания, т. е. от значений  $n$  и  $a$ , и от значений питания массива  $\overline{p}_s$  и  $q_0$ .

Интегрируя уравнение (2.95) в пределах от 0 до  $s$ , при условии  $\overline{M}_s = \text{const}$  и целых значениях  $n$  ( $n=1; 2; 3$ ) получим ряд уравнений нормальных профилей при наличии внешнего питания  $q_0$  (см. табл. 12).

Уравнения гидродинамических профилей с расходящимся потоком из центра выпуклости ( $b_0=0$ ,  $q_0=0$ ) и параллельноструйным потоком при переменном модуле проточности  $\bar{M}_s$  вдоль линии стекания

Закономерность изменения $\bar{M}_s$	Уравнение
Линейное изменение: $\bar{M}_s = Bs + \bar{M}_0$ (где $B$ — постоянная, $\bar{M}_0$ — значение $\bar{M}_s$ при $s=0$ )	$y = \frac{\bar{p}_c}{(n+1)B} \left( s + \frac{\bar{M}_0}{B} \ln \frac{\bar{M}_0}{\bar{M}_0 + Bs} \right)$
Нелинейное изменение: $\bar{M}_s = Bs^2 + \bar{M}_0$	$y = \frac{\bar{p}_c}{2(n+1)B} \ln \left( 1 + \frac{Bs^2}{\bar{M}_0} \right)$

Примечание. Значения  $n$  зависят от формы потока (см. табл. 13).

Для конкретных значений, например  $\bar{q}_0 = 10$  л/(с·км) и  $\bar{p}_s = 200$  мм/год;  $M_s = 120$  см<sup>2</sup>/с, 40 см<sup>2</sup>/с и 10 см<sup>2</sup>/с и  $a = 0,5; 1,0$  и  $2,0$ , нормальные гидродинамические профили при очень больших расхождениях потока ( $n=3$ ) имеют вогнутую форму, при небольших расхождениях ( $n=1$  — радиально расходящийся поток) — выпуклую форму, наконец, при  $n=2$  профиль вначале имеет вогнутую, а затем с увеличением  $s$  переходит в выпуклую форму.

Для симметричного круглого болотного массива с радиально расходящимся потоком (поток типа III) уравнение нормального профиля получим из уравнения (2.97) при  $n=1$  и при замене  $s$  на  $r$ , так как линии стекания для такого массива представляют собой радиусы круга (см. табл. 13):

$$y = \frac{\bar{p}_c r^2}{4\bar{M}} \quad (2.101)$$

Уравнение нормального профиля для плоско-параллельного потока, растекающегося от водораздельной линии внутри массива, получим из уравнения (2.95), полагая  $\bar{q}_0 = 0$ ,  $n=0$ ,  $b_0=1$  и интегрируя в пределах от 0 до  $s$  (см. табл. 13):

$$y = \frac{\bar{p}_c s^2}{2\bar{M}} \quad (2.102)$$

Уравнения нормальных гидродинамических профилей с расходящимся потоком, выражаемым степенной зависимостью  $b_{s_*} = a s_*^n + 1$ , при наличии внешнего питания ( $\bar{q}_0 \neq 0$ )

Значения $n$ (в зависимости $b_{s_*} = a s_*^n + 1$ )	Тип расходящегося потока	Уравнение
1	III	$y_* = \frac{\bar{q}_0}{aM} \ln(as_* + 1) +$ $+ \frac{\bar{p}_c b_0}{2M} \left[ \left( \frac{s_*^2}{2} + \frac{s_*}{a} \right) - \frac{1}{a^2} \ln(as_* + 1) \right]$
2	I	$y_* = \frac{\bar{q}_0}{M\sqrt{a}} \operatorname{arctg} \sqrt{a} \cdot s_* +$ $+ \frac{\bar{p}_c b_0}{3M} \left[ \frac{s_*^2}{2} + \frac{1}{2a} \ln(as_*^2 + 1) \right]$
3	I	$y_* = \frac{\bar{q}_0}{M\sqrt[3]{a}} \left( \frac{1}{6} \ln \sigma + \frac{1}{\sqrt{3}} \operatorname{arctg} \frac{2as_* - 1}{\sqrt{3}} \right) +$ $+ \frac{3\bar{p}_c b_0}{4M\sqrt[3]{a^2}} \left( \frac{1}{6} \ln \frac{1}{\sigma} + \right.$ $\left. + \frac{1}{\sqrt{3}} \operatorname{arctg} \frac{2\sqrt[3]{a} - 1}{\sqrt{3}} \right),$ <p>где <math>\sigma = \frac{1 + 2a^{1/3}s_* + a^{2/3}s_*^2}{1 - a^{1/3}s_* + a^{2/3}s_*^2}</math></p>

Таблица 13

Параметры уравнения нормальных гидродинамических профилей с расходящимся потоком из центра выпуклости ( $b_0=0, q_0=0$ ) и параллельноструйным потоком при  $q_0=0$ . (Общий вид этих уравнений:  $y = \frac{\bar{p}_c s^2}{\beta M} = \frac{\bar{p}_c s^2}{2(n+1)M}$ )

Тип потока	$n$	$\beta$
Параллельноструйный поток	0	2
Расходящийся поток типа II	$0 < n < 1$	$2 < \beta < 4$
Радиально расходящийся поток типа III	1	4
Расходящийся поток типа I	$> 1$	$> 4$

При наличии внешнего питания массива уравнение профиля при плоско-параллельном потоке имеет соответственно вид

$$y = \frac{\bar{p}_c}{2\bar{M}} s^2 + \frac{q_0}{\bar{M}} s. \quad (2.103)$$

Зависимости (2.101), (2.102) и (2.103) относятся, таким образом, к простейшим плановым формам болотных массивов, к которым приводятся все реальные болотные массивы по рассмотренному выше (см. п. 2.11) принципу гидрологической эквивалентности. Это позволяет использовать эти зависимости в качестве критериев подобия болотных массивов при изменении интенсивности их водного питания и соответственно для определения массивов-аналогов в различных физико-географических и климатических условиях.

Заменяя в уравнениях (2.101), (2.102) и (2.103) норму внутреннего питания  $\bar{p}_c$  равной ей величиной среднего модуля стока (нормы стока)  $\bar{m}$ , а ординаты точек профиля  $y$  на их максимальные значения  $y_{\text{макс}}$  при  $r=r_{\text{п}}$  и  $s=s_{\text{п}}$  (см. п. 2.11), получим соответственно:

$$\bar{m} = \frac{4\bar{M}y_{\text{макс}}}{r_{\text{п}}^2}, \quad (2.104')$$

$$\bar{m} = \frac{2\bar{M}y_{\text{макс}}}{s_{\text{п}}^2}, \quad (2.104'')$$

$$\bar{m} = \frac{2\bar{M}y_{\text{макс}}}{s_{\text{п}}^2} - \frac{2q_0}{s_{\text{п}}}. \quad (2.104''')$$

Из последних зависимостей следует, что, для того чтобы болотные массивы с внутренним питанием могли иметь одну и ту же норму стока, залегая в разных климатических районах, т. е. при разном соотношении норм осадков и испарения, они должны иметь соответственно: либо различные значения  $\bar{M}$ , т. е. различные составляющие их микроландшафты при одинаковых размерах массива, определяемых морфологической характеристикой  $\frac{y_{\text{макс}}}{r_{\text{п}}^2}$  (или  $\frac{y_{\text{макс}}}{s_{\text{п}}^2}$ ), либо различную морфологическую характеристику при

одинаковом  $\bar{M}$  (микроландшафтах), либо различный внутренний водообмен с подстилающими грунтами. Для выпуклых массивов это означает различные потери на инфильтрацию в подстилающие торфяную залежь грунты, поскольку выходы напорных грунтовых вод в торфяную залежь выпуклых массивов практически исключаются.

При одинаковых плановых размерах массива, составе микроландшафтов, но разной норме стока (или норме внутреннего питания) должна меняться выпуклость  $y_{\text{макс}}$ ; или же, при одинаковых

выпуклостях и составе микроландшафтов, соответственно должны меняться плановые размеры массива при изменении нормы стока. Формула (2.104''') является аналогичной моделирующей зависимостью для болотных массивов с внешним питанием. В этой зависимости модуль стока  $\bar{m}$  характеризует собственный сток с болотного массива. Его можно назвать частным модулем стока, подобно тому, как в речных бассейнах называют частным модулем стока отношение приращения расходов между двумя последовательно расположенными створами на реке к разности площадей их водосборов. Собственный сток с болотного массива может иметь место, как оче-

видно, лишь при условии, что член  $\frac{2\bar{M}y_{\max}}{s_{\Pi}^2}$ , зависящий от интен-

сивности внутреннего питания, будет больше члена  $\frac{2\bar{q}_0}{s_{\Pi}}$ . В противном случае формула (2.104''') будет выражать модуль поглощения болотным массивом части вод, поступающих на него в качестве внешнего питания. Иначе говоря, болотный массив будет отдавать через контур стекания меньшее количество воды, чем на него поступает. Такое явление и наблюдается на болотах в климатических районах с недостаточным увлажнением, т. е. со средним многолетним индексом сухости  $> 1$ . Таким образом, модуль поглощения стока болотным массивом выражается формулой

$$\bar{m}_{\text{пог}} = \frac{2\bar{q}_0}{s_{\Pi}} - \frac{2\bar{M}y_{\max}}{s_{\Pi}^2}. \quad (2.105)$$

Следует подчеркнуть, что поскольку все реальные болотные массивы могут быть приведены к простейшим эквивалентным формам — круглому очертанию с радиально расходящимся потоком или прямоугольному с параллельноструйным потоком, то выражения (2.104'), (2.104''), (2.104''') и (2.105) имеют совершенно общий характер, когда речь идет о сравнении болотных массивов по воднобалансовым соотношениям, подборе массивов-аналогов в разных физико-географических условиях при гидрологических расчетах и решении задач, связанных с влиянием преобразования болот на соотношения элементов водного баланса и природные условия окружающих территорий. Само собой разумеется, что, когда речь идет об исследовании внутренней структуры болотных систем и связанных с ней элементов водного режима, использовать принцип гидрологической эквивалентности болотных массивов для получения соответствующих обобщений уже недостаточно.

Введение понятия нормального профиля болотного массива [39] позволяет более строго, с физических позиций, оценивать все многообразие реальных профилей болотных массивов, которые могут отличаться от нормальных и с которыми в болотоведении связывают только чисто качественные понятия «резковыпуклого» и «пологовывпуклого» болотного массива [88], исходя из расположения на болотном массиве микроландшафтов различных типов.

Резковыпуклыми, очевидно, можно называть всю ту совокупность профилей, которые при данном изменении функции  $b_s = \varphi(s)$  имеют модули проточности  $\overline{M}_s$ , уменьшающиеся с увеличением  $s$ , т. е. вдоль линии тока обводненность микроландшафтов уменьшается. Соответственно совокупность профилей, для которых при данном законе изменения  $b_s$  по  $s$  имеет место увеличение модуля проточности  $M_s$  вдоль линии тока и обводненности микроландшафтов, следует называть пологовыпуклыми профилями. При таком определении, очевидно, для каждого вида функции  $b_s = \varphi(s)$  имеет место своя совокупность нормальных профилей для различных  $\overline{M}_s = \text{const}$ , сравнение с которой реальных профилей с известными значениями  $\overline{M}_s = \psi(s)$  дает возможность отнести тот или другой профиль к группе резковыпуклых или пологовыпуклых.

В реальных условиях болотные массивы в большинстве своем не могут быть отнесены целиком, скажем, к резковыпуклым или пологовыпуклым, даже если массивы имеют симметричную форму (круглую, прямоугольную) или представлены фрагментами только одного типа (см. п. 2.14). Обычно любой реальный болотный массив (даже если он представлен только одним мезоландшафтом) в направлении одной группой линий стекания имеет пологовыпуклые или нормальные профили, а в направлении другой — пологовыпуклые. Только те болотные массивы, у которых вся совокупность профилей на всем их протяжении относится либо к резковыпуклым, либо к пологовыпуклым, либо к нормальным, соответственно могут быть названы массивами резковыпуклыми, пологовыпуклыми или нормального профиля. Нетрудно видеть, что это может иметь место лишь в массивах, представленных одним мезоландшафтом, и совершенно исключается в массивах, представленных макроландшафтами. В работе [48] приведены примеры профилей простейших по строению болотных массивов — сибирских «рямов», представленных только одним мезоландшафтом, из которых видно, что один и тот же гидродинамический профиль имеет одну ветвь резковыпуклую, а другую — пологовыпуклую или сложного строения, т. е. часть профиля имеет резковыпуклое очертание, которое переходит в пологовыпуклое. На этих же массивах часто встречаются хорошо выраженные нормальные профили или приближающиеся к ним. В большинстве же случаев встречаются профили сложного строения, для которых характерно, что часть профиля относится к группе резковыпуклых, а другая — к пологовыпуклым или нормальным. Таким образом, применение понятия «резковыпуклый» или «плоговыпуклый» к болотным массивам в целом далеко не везде возможно. Оно имеет физический смысл и практическое значение лишь применительно к гидродинамическим профилям по заданным линиям стекания и к их отдельным частям.

# ВОДНОБАЛАНСОВЫЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА ВОДООБМЕНА БОЛОТ

### 3.1. Основные задачи

Водообмен болот и заболоченных территорий с окружающей средой (атмосферой, литосферой), как и водообмен внутри торфяной залежи болотных массивов, является одним из основных процессов, определяющих ход естественного развития болотных систем и условия формирования биогенных компонентов ландшафтов равнинных территорий в зоне избыточного увлажнения. Любые инженерные и хозяйственные мероприятия, направленные на освоение и использование заболоченных территорий, должны прежде всего осуществляться в соответствии с требованиями охраны и воспроизводства естественных природных ресурсов. В связи с этим освоение крупных массивов болот и заболоченных земель должно осуществляться на основе правильного регулирования естественного водного режима, обеспечивающего оптимальные условия не только для эксплуатации освоенных территорий, но и для состояния ландшафтов окружающих и прилегающих земель. Возникающая при этом проблема предвидения («прогнозирования») преобразованного водного режима и расчетов оптимального регулирования естественного режима неизбежно должна в каждом конкретном случае опираться на хорошее знание и соответствующие расчеты процессов водообмена в естественных условиях и на исследования прямых и обратных связей между процессами водообмена и состоянием компонентов естественного ландшафта.

Поэтому расчеты водообмена и применяемые для этого воднобалансовые методы могут преследовать весьма различные конкретные цели. Перечислим лишь некоторые, наиболее важные в современных условиях, задачи, связанные с освоением заболоченных территорий и гидрологическими обоснованиями мелиоративных мероприятий. К числу их следует отнести:

1. Оценку роли болот и заболоченных земель в питании рек и озер, в водном балансе речных водосборов и в речном стоке.

2. Исследование и установление влияния крупных осушительных мероприятий и хозяйственной деятельности человека на водный режим преобразуемых и прилегающих территорий (режим грунтовых вод, сток, баланс озерных водоемов) и состояние естественных ландшафтов на прилегающих землях.

Эта задача в практическом аспекте стала особенно актуальной за последние годы в связи с намеченными и уже осуществляемыми крупными работами по осушению и преобразованию обширных заболоченных территорий в некоторых районах нашей страны (Белорусское Полесье, Западно-Сибирская равнина).

3. Установление влияния на водный режим и ландшафты заболоченных территорий подъемов уровней воды в речных системах при гидротехническом строительстве и крупных межбассейновых перебросках речного стока через водоразделы.

4. Расчет влагообмена и влагозапасов в корнеобитаемом слое и в слое подпитки растений на осушаемых болотных массивах, используемых под сельскохозяйственные угодья, в целях установления режима осушения и увлажнения в избыточно влажные и в засушливые периоды (как в годовом цикле, так и за многолетние периоды), а также при регулировании водного режима в процессе эксплуатации осушительно-увлажнительных систем в зависимости от ожидаемой метеорологической обстановки.

5. Расчет режима влагообмена в верхних слоях торфяных залежей и в зоне аэрации осушенных и осушаемых болот под торфяное производство и под различного рода строительство: дорожное, прокладку транспортных трубопроводов — нефте- и газопроводов, городскую и промышленную застройку.

Так как расчеты водообмена в перечисленных многообразных задачах приходится проводить для разных типов болотных массивов, крупных болотных систем и заболоченных территорий более сложного строения, отличающихся по условиям залегания болот в рельефе местности, растительному покрову, строению торфяных залежей и, главное, по условиям водного питания и водообмену с подстилающими торфяную залежь грунтами, структура уравнений водного баланса и входящие в них величины должны в каждом конкретном случае соответствовать особенностям объекта и решению поставленной задачи. Учитывая это, ниже рассматриваются различные приемы расчета и состав необходимой информации на примерах, связанных с решением перечисленных выше задач.

### **3.2. Расчет водообмена в заболоченных речных водосборах с неосушенными болотными массивами**

В зависимости от размеров болотных массивов и залегания их в водосборе следует различать три основных (типичных) случая строения заболоченных водосборов:

1. Болотный массив, имеющий выпуклую форму поверхности (соответствующую третьей фазе развития болотных массивов, см. п. 1.6, 1.7), целиком располагается внутри границ речного водосбора. Стекающие с массива воды поступают вначале к границам болота, куда также идет сток вод с незаболоченной части водосбора, окружающей со всех сторон кольцо болотный массив и имеющей уклон поверхности от водораздела к границам массива. Поэтому стекающие с болотной и незаболоченной частей водосбора

воды концентрируются вначале на наиболее пониженной части водосбора—кольцевой пограничной полосе торфяной залежи с минеральными землями, образуя здесь топи и ручьи, по которым уже далее сток поступает к замыкающему створу бассейна.

2. Болотный массив располагается полностью в границах речного водосбора, но имеет вогнутую или плоскую форму поверхности с общим уклоном в сторону речных русел на водосборе. Этот случай характерен для водосборов с болотными массивами террасного или пойменного залегания, причем эти болотные массивы большей частью находятся в первой (низинной) или второй (переходной) фазе развития и представлены различными типами осоковых, тростниковых, гипново-осоковых или лесных (с евтрофными фитоценозами) микроландшафтов.

3. Болотный массив (или несколько болотных массивов) является водораздельным, и отдельные части его входят в территорию двух или большего числа различных смежных речных бассейнов (см. рис. 7).

Следует заметить, что указанные три «расчетных» случая строения заболоченных речных водосборов непосредственно вытекают из общих закономерностей структуры естественных физико-географических ландшафтов равнинных территорий в зонах избыточного, неустойчивого и недостаточного увлажнения и соответствующей зональности болот по водному питанию и приуроченности к элементам мезорельефа суши (см. п. 1.4). Для зоны избыточного увлажнения кроме того характерно широкое распространение заболоченных водосборов, в которых болота расположены и на водораздельных равнинах, и на поймах, и на широких речных террасах. Подобное строение характерно для речных водосборов лесной зоны, имеющих широкое распространение в Западной Сибири и на севере и северо-востоке Восточно-Европейской равнины.

Особенностью структуры некоторых заболоченных водосборов зоны недостаточного увлажнения является наличие в них на ровных водораздельных междуречных плато слабых депрессий, занятых бессточными болотными массивами с вогнутой и плоской поверхностью (первая фаза развития). Такие водосборы встречаются, например, в средней и южной полосе Барабинской низменности.

В каждом из рассмотренных выше случаев строения водосборов необходимо, конечно, различать заболоченные водосборы, полностью дренируемые речной сетью, когда величина стока измеренного в замыкающем створе является практически полным стоком с болот и всего водосбора, и водосборы, в которых полный сток с болот и с незаболоченной части водосбора больше стока, регистрируемого в замыкающем створе, за счет водообмена (потерь) с более глубокими водоносными слоями грунтов, не дренируемых речной сетью.

При составлении уравнения водного баланса последний случай является более общим, и поэтому для всех вариантов строения заболоченных водосборов будем исходить из предположения о не-

замкнутости речного водосбора. Тогда уравнения водного баланса для замкнутых водосборов будут являться частными случаями более общего выражения. Составим два уравнения водного баланса: одно для заболоченного речного водосбора в целом, площадь которого определяется положением стокового пункта на реке, и другое для болотных массивов, залегающих в пределах рассматриваемого водосбора.

Введем следующие обозначения, относящиеся к некоторому расчетному интервалу времени:  $X$  — осадки,  $Z$  — испарение,  $Y_1$  — сток в речную сеть,  $Y_2$  — водообмен на водосборе с не дренируемыми русловой сетью горизонтами (потери или выход напорных вод),  $\Delta W$  — изменение влагозапасов за расчетный период. Все составляющие будем выражать в миллиметрах слоя. Индексом «б» обозначим все те же составляющие баланса, но относящиеся только к болотным массивам, а индексом «с» — те же составляющие, относящиеся к незаболоченной части водосбора. Заметим при этом, что  $Y_{16}$  обозначает слой горизонтального стока с болот.

Принимая слои осадков, выпадающих за расчетный интервал времени на болотные массивы и на весь водосбор, равными<sup>1</sup>, будем иметь следующие уравнения:

$$X = Z + Y_1 + Y_2 + \Delta W, \quad (3.1)$$

$$X = Z_6 + Y_{16} + Y_{26} + \Delta W_6. \quad (3.2)$$

Изменение влагозапасов  $\Delta W$  и величину потерь  $Y_2$  на всем водосборе выразим через соответствующие величины на болотной и незаболоченной частях водосбора. Обозначив общую площадь водосбора  $F$  и площадь болот на ней  $\omega$ , можем написать:

$$\Delta W = \frac{F - \omega}{F} \Delta W_c + \frac{\omega}{F} \Delta W_6, \quad (3.3)$$

$$Y_2 = \frac{F - \omega}{F} Y_{2c} + \frac{\omega}{F} Y_{26}. \quad (3.4)$$

Из уравнений (3.2) — (3.4) вытекают следующие соотношения:

$$Y_{26} = X - Z_6 - Y_{16} - \Delta W_6, \quad (3.5)$$

$$Y_2 + \Delta W = X - Z - Y_1, \quad (3.6)$$

$$\begin{aligned} Y_{2c} + \Delta W_c &= \frac{F(\Delta W + Y_2) - \omega(\Delta W_6 + Y_{26})}{F - \omega} = \\ &= \frac{1}{1 - \delta} [(\Delta W + Y_2) - \delta(\Delta W_6 + Y_{26})] = \\ &= \frac{1}{1 - \delta} [(X - Z - Y_1) - \delta(X - Z_6 - Y_{16})] \end{aligned} \quad (3.7)$$

<sup>1</sup> Для больших площадей болот и водосборов осадки, выпадающие на заболоченную и незаболоченную части водосборов, могут различаться. Однако для учета этой разницы обычно не имеется достаточно густой осадкомерной сети.

(где  $\delta = \omega F$ ), которые дают возможность определить для болотных массивов водообмен с подстилающими торфяную залежь грунтами, а для водосбора и незаболоченной его части — наиболее трудно определяемые независимым путем составляющие баланса — суммы потерь в недрируемые горизонты и изменения влагозапасов.

За достаточно длительные многолетние периоды суммы годовых изменений влагозапасов ( $\sum \Delta W$ ,  $\sum \Delta W_6$ ,  $\sum \Delta W_c$ ), как известно, стремятся к нулю и уравнения (3.5)—(3.7) позволяют вычислять средние величины водообмена: болотных массивов  $\bar{Y}_{26}$ , водосбора в целом  $\bar{Y}_2$  и незаболоченной части водосбора  $\bar{Y}_{2c}$ .

Оценка величины и направления водообмена (потери или напорное питание) естественных болотных массивов с подстилающими грунтами представляет собой важную задачу как для гидрологического расчета и обоснования схем осушения и регулирования водного режима болот, так и для установления роли болот в питании речных систем. Последнее особенно важно при осушении и преобразовании водного режима болот на больших территориях, когда заранее следует рассчитать возможные изменения водного режима территории и речных систем в результате освоения и изменения водного режима болот и спроектировать его регулирование для предотвращения отрицательных последствий.

Точность определения средних величин водообмена и изменения влагозапасов в болотном массиве и в водосборе за годовые периоды, как остаточных членов уравнений водного баланса, полностью определяется точностью определения остальных его измеряемых составляющих. Поэтому использование этого метода целесообразно в тех случаях, когда независимое определение всех составляющих в уравнениях (3.1), (3.2) и (3.4) или невозможно вследствие отсутствия необходимых данных наблюдений, или дает меньшую точность из-за недостаточного числа пунктов наблюдений за определяемым элементом. Наименее точно определяемой независимыми методами составляющей баланса является водообмен болотных массивов с подстилающими грунтами, для определения которого требуется, как известно, весьма густая сеть гидрогеологических скважин с фильтрами (для измерения пьезометрического давления), установленными на разных горизонтах, и детальная съемка гидрогеологического строения территории районов залегания болотных массивов. Поэтому независимое определение составляющей  $Y_{26}$  (как и составляющих  $Y_2$  и  $Y_{2c}$  для речного водосбора) проводится обычно лишь при соответствующих исследовательских работах и в целях контроля точности определения баланса вод, так как требует больших затрат средств и времени.

Для определения остальных составляющих в уравнениях баланса—испарения ( $Z_6, Z$ ), стока ( $Y_6, Y$ ), изменения влагозапасов в неосушенных болотных массивах ( $\Delta W_6$ ) — к настоящему времени разработаны расчетные методы, дающие значительно более высокую точность при меньших затратах средств на полевые работы. Точность принимаемых для расчета осадков зависит от густоты

осадкомерной сети на водосборе, географического положения и размеров водосбора, а также разнообразия его физико-географического строения.

В. Г. Рождественской [83] на основании двадцатилетних наблюдений болотной станции Государственного гидрологического института был выполнен расчет водного баланса для заболоченного бассейна общей площадью 2,9 км<sup>2</sup>. Наблюдения проводились за стоком, осадками, испарением и уровнями болотных вод. В расчетах использовались результаты изучения коэффициентов водоотдачи деятельного слоя в пяти микроландшафтах сфагново-кустарничково-сосновой и сфагново-пушицево-кустарничковой групп.

Заболоченный водосбор включает в себя выпуклый болотный массив площадью 1,83 км<sup>2</sup> с расходящимся потоком и микроландшафтами сфагново-кустарничково-пушицевой, сфагново-сосновой и грядово-мочажинной групп. Схема водообмена в этом водосборе соответствует первому случаю, описанному в начале п. 3.2 и представленному в ландшафтно-генетической классификации болот классами мезоландшафтов замкнутых и сточных котловин центрально-олиготрофного хода развития (I, 11, ЦО и III, 12, ЦО).

Так как в этом водосборе ведутся наблюдения за пьезометрическими уровнями грунтовых вод в подстилающих торфяную залежь минеральных грунтах, то, сопоставляя положение пьезометрических уровней болотных вод в торфяной залежи (расположенных у поверхности мохового покрова) с пьезометрическими уровнями в подстилающих залежь водопроницаемых грунтах, сразу качественно можно судить о направлении вертикального водообмена между торфяной залежью и подстилающими грунтами. При этом, как видно из разреза на рис. 24, во всех точках болотного массива пьезометрические уровни водоносного горизонта в подстилающих грунтах находятся значительно ниже поверхности болотных грунтовых вод (практически совпадающей по очертанию с поверхностью болота). Амплитуда сезонных колебаний пьезометрических уровней невелика, и поэтому направление вертикального водообмена во все сезоны года остается неизменным. Таким образом, в рассматриваемом водосборе выпуклый болотный массив характеризуется наличием постоянного вертикального водообмена — оттока из торфяной залежи в подстилающие грунты, т. е. соответствует в ландшафтно-генетической классификации болот случаю замкнутых или сточных котловин с мезоландшафтом центрально-олиготрофного хода развития в третьей фазе (I и III, ЦО, 3) (см. рис. 19), при котором болотный массив имеет атмосферное питание и поверхностно-приточное с окружающих его склонов, наблюдающееся обычно лишь в период весеннего снеготаяния, и потери на вертикальный и горизонтальный грунтовый водообмен.

Согласно этому расчету, основанному на достаточно надежных данных, водный баланс заболоченного водосбора за 20-летний период (1951—1970) наблюдений выражается следующими средними многолетними величинами: годовые осадки — 801 мм, годовой горизонтальный сток (улавливаемый гидрометрическими водосли-

вами на ручьях) — 222 мм, испарение — 465 мм и водообмен с подстилающими болотный массив грунтами (включая инфильтрацию на суходольной части водосбора, окружающей болотный массив) — 120 мм.

Следует заметить, что при весеннем снеготаянии основной объем талых вод быстро сбрасывается из центральных участков болотного массива по деятельному горизонту в краевые ложбины на границе торфяной залежи с незаболоченной частью водосбора (рис. 24), затопливает их и образует слабопроточную краевую топь. При дальнейшем движении воды к замыкающим створам по краевой лож-

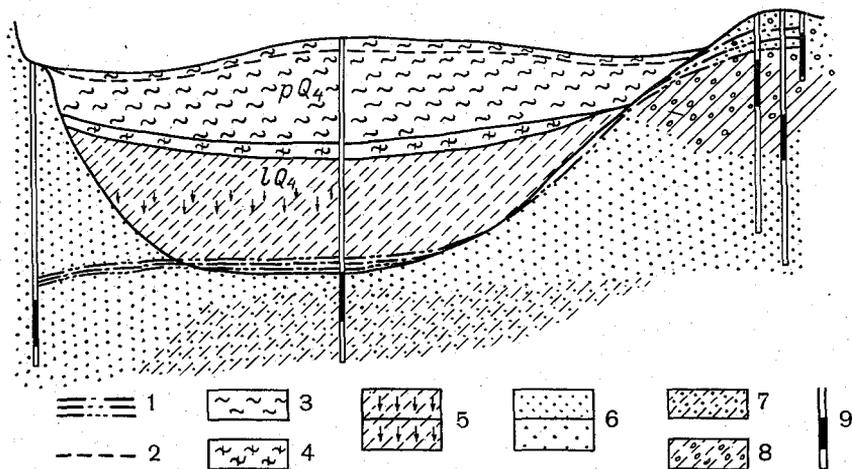


Рис. 24. Строение заболоченного водосбора.

1 — пьезометрические уровни грунтовых вод в подстилающих торфяную залежь грунтах в различные сезоны года; 2 — поверхность уровней грунтовых вод в торфяной залежи; 3 — торф сфагновый и сфагново-пушицевый слаборазложившийся (до 25%); 4 — торф среднеразложившийся с древесными остатками, плотный; 5 — суглинок и супесь тяжелая, 6 — песок мелкозернистый, средне- и крупнозернистый; 7 — переслаивание супеси и мелкозернистого песка; 8 — суглинок пылеватый; 9 — скважины.

бине идет интенсивная инфильтрация в песчаные грунты, составляющие часть берегов ложбины. Поэтому в зимнее полугодие, включающее период весеннего снеготаяния, член  $(Y_2 + \Delta W_c)$  имеет чаще всего положительное значение и среднее многолетнее значение его тоже положительное. В летнее же полугодие, когда краевые ложбины не затоплены и часто совсем пересыхают, горизонтальный сток с болотного массива по деятельному горизонту также либо совсем прекращается, либо резко снижается (в зависимости от метеорологических условий летнего периода), сток же в ручьи, дренирующие водосбор, идет в значительной мере за счет расходования влагозапасов незаболоченной части бассейна. Этот член в отдельные годы может быть отрицательным.

Расчет изменения влагозапасов на незаболоченной части водосбора  $\Delta W_c$  за зимние и летние полугодия отдельно, а также за от-

дельные годы может быть выполнен исходя из следующих соображений.

Интенсивность вертикального водообмена в недренлируемые горизонты должна быть стабильной и мало зависящей от сезона года. Об этом прежде всего свидетельствует практическое постоянство разностей пьезометрических уровней на болотном массиве и в подстилающих торфяную залежь горизонтах (см. рис. 24). Таким образом, можно считать, что и в зимний, и в летний сезоны вертикальный водообмен из болотного массива на водосборе одинаков и равен при этом, как очевидно, половине годовой его величины. Тогда, в соответствии с принятыми выше обозначениями, среднее изменение влагозапасов на незаболоченной части водосбора за годовые и полугодовые периоды (в зимнее и летнее полугодия) может быть получено из соотношения

$$\Delta W_c = (X - Y_1 - Z - \Delta W_6 a_6 - \bar{Y}_2) \frac{1}{1 - a_6},$$

где  $a_6$  — коэффициент заболоченности водосбора, выраженный в долях от единицы;  $\bar{Y}_2$  — средняя многолетняя величина водообмена за годовой или полугодовой период, а остальные величины составляющих баланса относятся к соответствующему конкретному расчетному периоду. В рассматриваемом примере расчета  $\bar{Y}_2$  для годовых периодов равно 120 мм, а для полугодовых — 60 мм.

Рассмотрим теперь результаты расчета составляющих водного баланса для заболоченного водосбора совершенно другой структуры (рис. 25).

Площадь водосбора 36,8 км<sup>2</sup>. Площадь болот составляет 43%, заболоченных земель — 26%, незаболоченных угодий — 31%. Границы водосбора проходят по наивысшим точкам двух водораздельных болотных систем плакорного залегания, что хорошо видно из представленной на рис. 25 сетки линий стекания на территории болотных массивов. Река протекает между двумя близко примыкающими к ней болотными массивами с выпуклой формой рельефа и с преобладающими на них грядово-мочажинными микроландшафтами. Русло реки отделено от границ массивов неширокой лесной полосой дренирования, представленной смешанным и частично заболоченным лесом. Истоки реки расположены среди заболоченных лесов. Примыкающая к речному руслу полоса в истоках реки занята сильно заболоченными лугами.

При расчете составляющих водного баланса использовались уравнения в виде (3.5) — (3.7); причем, как остаточные члены, за расчетные интервалы времени определялись величины сумм вертикального водообмена и изменений влагозапасов:

$(Y_2 + \Delta W)$  — по всему бассейну в целом,

$(Y_{26} + \Delta W_6)$  — по болотным массивам,

$(Y_{2c} + \Delta W_c)$  по остальной части водосбора, включающей заболоченные и незаболоченные земли. За расчетный интервал времени принимался месяц.

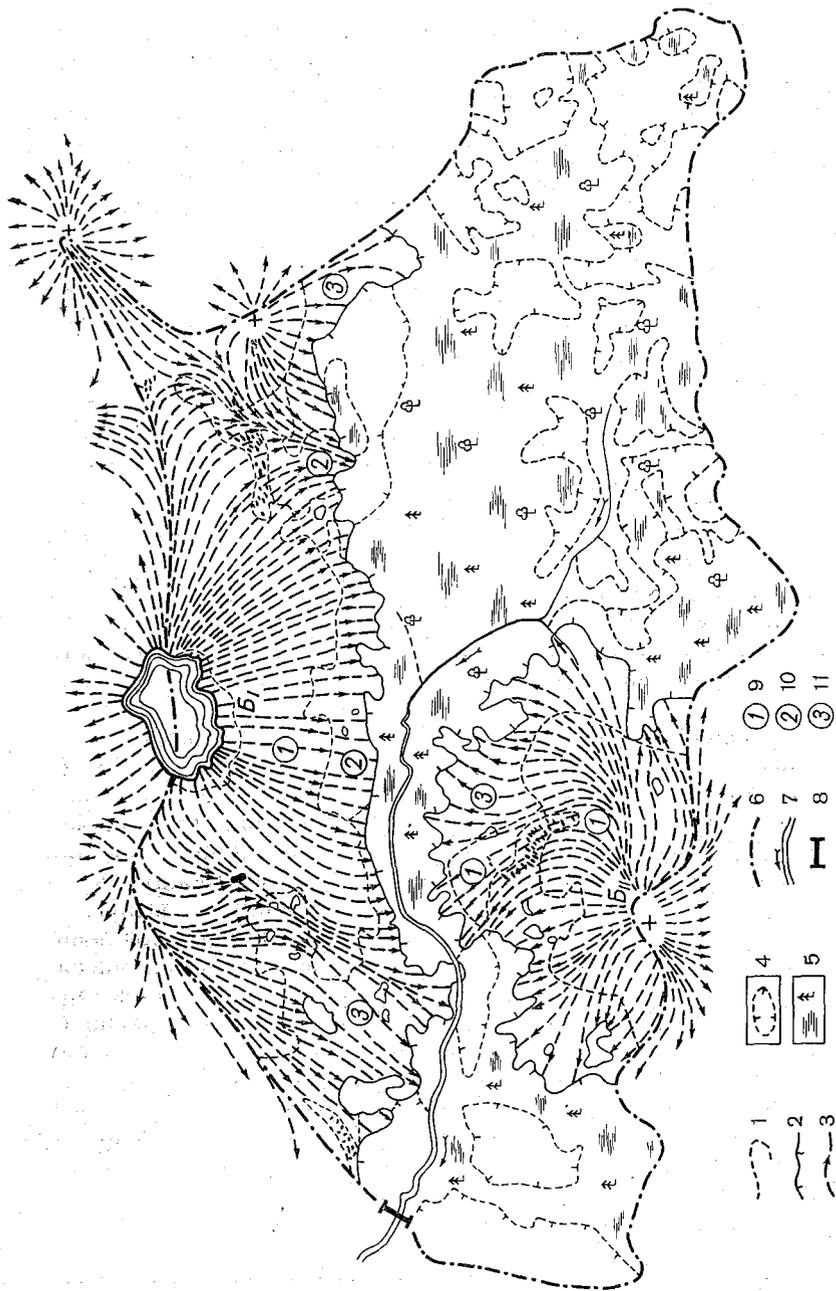


Рис. 25. Заболоченный водосбор площадью 36,8 км<sup>2</sup>.

1 — границы грядово-мочажинных микроландшафтов, 2 — граница болотных массивов, 3 — линии стекания на болотных массивах, 4 — незаболоченные угодья, 5 — заболоченные леса, 6 — граница водосбора, 7 — русло реки, 8 — гидротвор; 9 — грядово-мочажинные микроландшафты, 10 — сфагново-пушищевые и сфагново-осоковые микроландшафты, 11 — микроландшафты сфагново-сосновые.

Результаты расчетов годовых значений составляющих баланса приведены в табл. 14.

Таблица 14

Годовой водный баланс (мм) заболоченного водосбора с болотными массивами водораздельного залегания

Год	Осадки $X$	Испарение $Z$	Сток с водосбора $Y_1$	Горизонтальный сток с болотных массивов $Y_{16}$	$Y_2 + \Delta W$	$Y_{26} + \Delta W_6$	$Y_{2c} + \Delta W_c$
1961	807	485	264	190	+55	+132	-4
1963	632	522	204	233	-93	-122	-70
1964	525	486	149	172	-110	-133	-93
1965	662	452	170	138	+40	+72	+16
1967	887	531	392	188	-36	+168	-190
1968	755	515	281	195	-42	+45	-107
В среднем за 6 лет	711	498	244	186	-31	+27	-75

Прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что средние за 6 лет значения членов  $(Y_2 + \Delta W)$ ,  $(Y_{26} + \Delta W_6)$  и  $(Y_{2c} + \Delta W_c)$  имеют разные знаки. Если предположить, что за многолетний период все средние годовые изменения влагопасасов по бассейну в целом  $\Delta W$ , по болотным массивам  $\Delta W_6$  и по остальной залесенной части водосбора  $\Delta W_c$  стремятся к нулю, то, как и в предыдущем случае, средние значения этих составляющих должны приближаться к средним величинам вертикального водообмена: на водосборе в целом, на болотном массиве и на незаболоченной (лесной) части водосбора. При этом получим, что за 6 лет водосбор в целом имел незначительное подпитывание грунтовыми водами (в среднем 31 мм), болотные массивы имели вертикальный отток — потери в подстилающей торфяную залежь слой грунта ( $Y_{26} = -27$  мм), а на незаболоченной части водосбора, примыкающей к речному руслу, заключенной между двумя болотными массивами и занимающей наинизшее по отметкам положение в водосборе, наблюдался приток грунтовых вод.

Сток со всего водосбора  $Y_1$  в годы с большими осадками превышает сток с болотных массивов  $Y_{26}$ , а в годы с пониженными осадками наблюдается обратное соотношение. Это обстоятельство объясняется прежде всего тем, что при данном строении водосбора хорошо дренируемая незаболоченная его часть расположена вдоль речного русла и примыкает непосредственно к нему, благодаря чему большие уклоны поверхности грунтовых вод, имеющие здесь место, определяют и более быстрое стекание вод в многоводные (по осадкам) годы, чем это имеет место на болотных массивах, где, за исключением периода интенсивного сброса весенних вод по деятельному горизонту, в остальной период года водоотдача горизонтальным и вертикальным потоками идет весьма медленно.

### 3.3. Воднобалансовые методы расчета режима уровней грунтовых болотных вод и связанных с ними величин

Знание режима колебания уровней болотных грунтовых вод необходимо во всех случаях при расчетах стока с болот, расчетах влагозапасов в зоне аэрации осушенных и эксплуатируемых болот, расчетах режима влагозапасов и влагообеспеченности корнеобитаемого слоя торфяных почв на болотах, используемых под сельскохозяйственные культуры, и расчетах необходимых сбросов воды на осушенных болотах для обеспечения норм осушения и проектирования регулирующих осушительно-увлажненных сетей, и во многих других случаях, связанных с эксплуатацией заболоченных территорий и охраной природных комплексов. В то же время данные непосредственных наблюдений за режимом уровней болотных вод на неосушенных болотных системах различных типов и при различных условиях их залегания крайне ограничены как по числу постоянных пунктов наблюдений, так и по длительности рядов наблюдений. Огромные территории, занимаемые болотными системами, на северо-востоке ЕТС, в Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке вообще не освещены систематическими гидрологическими наблюдениями.

Не более благополучно обстоит дело и с режимными наблюдениями за уровнями болотных вод на мелиорированных болотах. Эти наблюдения систематически ведутся лишь на нескольких стационарах, причем временные ряды наблюдений охватывают непродолжительные периоды. Если учесть, что на мелиорированных болотных массивах режимы уровней связаны еще и с особенностями применяемых осушительных и осушительно-увлажненных систем, режимом их эксплуатации, то легко видеть, что современная обеспеченность режимными данными совершенно не соответствует потребностям в них для гидрологических обоснований проектов крупных мелиоративных работ, освоения территорий и охраны природных ресурсов.

При этих условиях косвенные методы расчета режима уровней болотных грунтовых вод, позволяющие вычислять ход уровней и восстанавливать данные за длительные прошлые периоды времени, приобретают очень большое значение.

Все воднобалансовые способы расчета режима уровней исходят из общего уравнения баланса влаги (2.62), записанного для некоторой заданной части болотного массива площадью  $\omega$ , ограниченной в плане контурами стекания  $L_2$  и притока  $L_1$ .

Общее изменение влагозапасов  $dW$  за время  $dt$  в уравнении (2.62) можно выразить через изменение уровня грунтовых вод  $dz$ , коэффициент водоотдачи  $\xi_z$  на площади  $\omega$  и изменение влагозапасов в зоне аэрации выше уровня грунтовых вод  $dW_{ак}$ , которое, очевидно, численно равно изменению аккумулирующей емкости зоны аэрации, представляющей собой разность между фактическим влагосодержанием в зоне аэрации и влагосодержанием при равновесном распределении капиллярной влаги над уровнем грунтовых вод.

В самом общем случае, при произвольном выделении части болотного массива, на которой торфяная залежь неоднородна по своим физическим свойствам, величины  $dz$ ,  $\xi_z$  и  $dW_{ак}$  изменяются по площади и являются функциями положения данного элементарного участка  $d\omega$  на площади  $\omega$ . При этом условии

$$dW = \int_{\omega} (\xi_z dz + dW_{ак}) d\omega. \quad (3.8)$$

Если расчетный участок на болотном массиве выделяется в пределах одного и того же микроландшафта и имеет соответственно однородное строение и одинаковые физические свойства деятельного горизонта, то выражение (3.8) упрощается:

$$dW = \xi_z dz + dW_{ак}. \quad (3.9)$$

Чтобы выражение (3.8) использовать в расчетах для осушенных болотных массивов, необходимо иметь данные о строении торфяной залежи для выделения расчетных участков с одинаковыми физическими свойствами торфа.

Таким образом, для части болотного массива с однородным строением деятельного горизонта и торфяной залежи в пределах возможных колебаний уровней грунтовых вод уравнение (2.62) можно записать так:

$$\omega (\xi_z dz + dW_{ак}) = \left[ \oint_{L_1} q_{zn} dL - \oint_{L_2} q_{zn} dL + (p_0 + p_{гp} - p_n) \omega \right] dt, \quad (3.10)$$

где величины  $(\xi_z dz)$ ,  $W_{ак}$ ,  $q_{zn}$ ,  $p_0$ ,  $p_{гp}$ ,  $p_n$  являются функциями времени.

При однородном строении деятельного горизонта и торфяной залежи (в пределах амплитуды колебаний уровней), очевидно, имеют место равенства

$$\oint_{L_1} q_{zn} dL = q_{z1} l_1, \quad \oint_{L_2} q_{zn} dL = q_{z2} l_2,$$

где  $l_1$  и  $l_2$  — длины спроектированных контуров соответственно притока и стекания.

Тогда выражение для изменения уровня грунтовых болотных вод на однородном участке (микроландшафте) болотного массива получает вид

$$dz = \frac{1}{\xi_z} \left[ p_0 + p_{гp} - p_n + \frac{1}{\omega} (q_{z1} l_1 - q_{z2} l_2) \right] dt - \frac{dW_{ак}}{\xi_z}. \quad (3.11)$$

Для расчета уровня грунтовых болотных вод на любой заданный момент времени  $t$ , если известен уровень  $z_n$  в некоторый начальный момент времени  $t_n$ , служит выражение, получаемое путем интегрирования выражения (3.11) в пределах от  $z_n$ ,  $t_n$  до  $z$ ,  $t$ :

$$z_t = z_n + \int_{t_n}^t \frac{1}{\xi_z} \left[ p_0 + p_{гp} - p_n + \frac{1}{\omega} (q_{z1} l_1 - q_{z2} l_2) \right] dt - \int_{t_n}^t \frac{dW_{ак}}{\xi_z}. \quad (3.12)$$

Для болотных массивов, находящихся в естественном состоянии, величина  $W_{ак}$  в зоне аэрации невелика, особенно в микроландшафтах, в которых уровни грунтовых вод не снижаются намного ниже деятельного слоя, что наиболее характерно для болот зоны избыточного увлажнения.

Поэтому этой величиной в большинстве случаев можно пренебрегать. На мелиорированных болотах при относительно глубоком залегании уровней грунтовых вод аккумулярующая емкость может достигать весьма значительных величин, нарушая тесную связь между величиной изменения уровня и осадками и испарением. Поэтому при расчетах изменений уровней за малые интервалы времени (часы, сутки, пятidineвки) и при частой смене погодных условий (кратковременные периоды осадков, чередующиеся с бездождными периодами) необходимо учитывать изменение аккумулярующей емкости.

В зависимости от цели расчета режима уровней грунтовых вод, состава исходных данных, рассчитываемой фазы режима к настоящему времени предложен ряд способов решения уравнения (3.12). Но все эти способы преследуют одну главную цель: определить ход уровней болотных вод за отдельные заданные периоды или уровни на определенные даты и характерные моменты времени в водном режиме болот на основе метеорологической информации и по известным морфологическим характеристикам болотных массивов.

Для мелиорированных болот к числу последних следует отнести и такие важные характеристики, как тип осушительной сети, ее конструктивные элементы (открытый дренаж, закрытые дрены, вертикальный дренаж и т. п.), густота открытой и закрытой осушительной сети, глубина залегания дренажа, наличие или отсутствие нагорных («ловчих») каналов, перехватывающих горизонтальный приток поверхностных или грунтовых вод и т. д.

Как уже было сказано выше, это дает прежде всего возможность удлинять ряды наблюдаемых уровней и других функционально связанных с ними гидрологических величин (например, точности), производить прогностические расчеты режима уровней, влагосодержания и водообмена в зоне аэрации, а также расчеты характеристик водного режима (в том числе стока с болот) заданной обеспеченности.

Кратко рассмотрим основные решения.

Для расчета хода ежедневных уровней на неосушенных болотах в теплый период года при условии отсутствия водообмена с подстилающими торфяную залежь грунтами ( $p_{гр} = 0$ ) С. М. Новиков [74, 75, 76] предложил определять внутреннее питание массива ( $p_o - p_n$ ) по уравнению (3.12) на основании данных о поглощенной радиации поверхностного болота.

Разность между поглощенной радиацией  $s_p$  и затратами тепла на испарение выпавших осадков  $c_n \cdot p_o$  (где  $c_n$  — скрытая теплота парообразования) за расчетный интервал времени, деленная на скрытую теплоту парообразования, выражает, очевидно, максимальное количество влаги, которое может испариться сверх выпав-

ших осадков при условии, что  $(s_p - c_{и}p_0) > 0$ . Но часть избыточного тепла  $(s_p - c_{и}p_0)$ , поступившего в деятельный горизонт, должна, очевидно, израсходоваться на турбулентный теплообмен с атмосферой, эффективное излучение и нагревание торфяно-растительного слоя деятельного горизонта. Обозначим эту часть избыточного тепла  $(s'_p - c_{и}p_0)$ . Тогда очевидно, что количество избыточного тепла, которое будет израсходовано на дополнительное испарение (сверх испарения выпавших осадков), выразится разностью

$$(s_p - c_{и}p_0) - (s'_p - c_{и}p_0),$$

а количество дополнительно испарившейся влаги (сверх испарения осадков) из деятельного слоя выразится величиной

$$p'_{и} = \frac{(s_p - c_{и}p_0) - (s'_p - c_{и}p_0)}{600}. \quad (3.13)$$

Полагая, что в условиях неосушенных болот аккумулирующаяся емкость деятельного горизонта  $W_{ак}$  при выборе интервалов времени не менее одних суток равна нулю, можно считать, что слой дополнительного испарения  $p'_{и}$  равен слою  $h_E$  отвода влаги на испарение от уровня грунтовых вод:

$$p'_{и} = h_E = -(p_0 - p_a). \quad (3.14)$$

Величины разностей  $(s_p - c_{и}p_0)$  и  $(s'_p - c_{и}p_0)$  С. М. Новиковым были названы остаточной поглощенной радиацией и обозначены соответственно  $s_{p, ост}$  и  $s_{p, ост, \Delta z=0}$ . Как видно из уравнения (3.13), при  $s_p = s'_p$   $p'_{и} = 0$  и, следовательно, никакого изменения уровня грунтовых вод не может произойти, т. е.  $dz = 0$ .

Если поглощенная радиация  $s_p$  меньше  $s'_p$ , то, как следует из уравнения (3.13), тепла на испарение всех выпавших осадков за расчетный интервал времени не хватает. В этом случае отрицательное значение слоя  $p'_{и}$  выражает ту часть слоя осадков, которая инфильтрует в деятельный горизонт и вызывает подъем уровня грунтовых вод.

Таким образом, подставляя в уравнение (3.12) выражение  $(p_0 - p_a)$  по уравнению (3.14) с учетом знака этой величины и полагая  $W_{ак} = 0$ , получаем расчетное уравнение для определения уровней болотных грунтовых вод по данным стандартных метеорологических наблюдений:

$$z_i = z_n + \int_{t_n}^t \frac{1}{\xi_{zi}} \left[ \frac{1}{600} (s_{p, ост} - s_{p, ост, \Delta z=0}) + \frac{1}{\omega} (q_{z1}l_1 - q_{z2}l_2) \right] dt \quad (3.15)$$

или для конечных (суточных) интервалов времени:

$$z_i = z_n + \sum_{i=1}^i \frac{1}{\xi_{zi}} \left[ \frac{1}{600} (s_{p, ост} - s_{p, ост, \Delta z=0}) + \frac{1}{\omega} (q_{zi}l_1 - q_{zi}l_2) \right], \quad (3.15')$$

где  $S_{p, \text{ост}}$  и  $S_{p, \text{ост}}, \Delta z=0$  в кал/сутки,  $z_i, z_n, l_1$  и  $l_2$  в см,  $q_z$  в см<sup>2</sup>/сутки,  $\omega$  в см<sup>2</sup>.

Произведенные С. М. Новиковым сравнительные расчеты ежедневных уровней показали хорошее совпадение с данными наблюдений болотных станций. Наибольшие расхождения имели место при самых низких уровнях грунтовых вод (около 60 см от средней поверхности микроландшафта) в сфагново-кустарничково-пушицевых микроландшафтах. Это объясняется недостаточно точными расчетами коэффициентов водоотдачи  $\xi_z$ , поскольку эти отклонения носили систематический характер. При этом расчет  $S_{p, \text{ост}}$  за каждые сутки проводился по данным стандартных наблюдений за облачностью и осадками; поглощенная радиация вычислялась по формуле А. П. Браславского и З. А. Викулиной, альbedo для болотной поверхности принималось постоянным, равным, согласно рекомендации В. В. Романова, 0,16.

Следует заметить, что этот весьма перспективный для расчетов водного режима и водного баланса неосушенных болот метод, позволяющий исследовать их многолетнюю изменчивость и находить экстремальные условия, может найти в дальнейшем широкое применение, в частности в решении задач, связанных с охраной водных ресурсов.

К. Е. Ивановым [39] для расчетов максимального весеннего стока с неосушенных болотных массивов различной обеспеченности был предложен способ расчета хода уровней и максимальных уровней болотных вод в период весеннего снеготаяния, основанный также на решении уравнения (3.12). При этом, как и в предыдущем случае, величина изменения  $W_{\text{ар}}$  принималась равной нулю. Интенсивности грунтового водообмена  $p_{\text{гр}}$  и испарения  $p_{\text{и}}$  не учитывались, поскольку в период снеготаяния водоотдача снега в деятельный горизонт превосходит их во много раз.

Таким образом, для этого случая уравнение (3.12) записывается в виде

$$z_t = z_n + \int_{z_n}^t \frac{1}{\xi_z} \left[ a_t - \frac{1}{\omega} (q_{z1} l_1 - q_{z2} l_2) \right] dt, \quad (3.16)$$

где  $a_t$  — интенсивность снеготаяния, являющаяся функцией времени и вычисляемая по формулам П. П. Кузьмина или Е. Г. Попова [63, 82] на основании метеорологических наблюдений.

Интервалы времени, за которые ведется расчет, принимаются равными одним суткам.

Используя формулы эквивалентности болотных массивов (2.76) и (2.77), зависимость (3.16) можно записать в удобном для расчетов, простом виде:

$$z_t = z_n + \int_{z_n}^t \frac{1}{\xi_z} \left( a_t - \frac{2q_{rz}}{r_n} \right) dt \quad (3.17)$$

при отсутствии контура притока на болотный массив, и

$$z_t = z_n + \int_n^t \frac{1}{\xi_z} \left( a_t + \frac{q_{z1} - q_{z2}}{B} \right) dt \quad (3.17')$$

при наличии контура притока. В этих зависимостях  $r_n$  — радиус эквивалентного (приведенного) болотного массива [см. формулу (2.74)], вычисляемый по известной площади болотного массива  $\omega$ :

$$r_n = \sqrt{\frac{\omega}{\pi}},$$

а  $B$  — приведенная ширина болотного массива, вычисляемая по формуле (2.76''').

Зависимость (3.17) была положена в основу вычисления максимального снегового и дождевого стока выпуклых болотных массивов при отсутствии данных наблюдений за уровнями болотных вод [39] и позволила составить карты изолиний параметров максимального весеннего и дождевого стока с неосушенных болот без транзитного стока [26], для территории северной половины ЕТС и Западной Сибири, вошедшие также в Указания по расчетам стока с неосушенных и осушенных верховых болот [96].

И. В. Некрасова [73] на основе уравнения (3.17) составила программу расчетов уровней болотных вод по метеорологическим данным на ЭВМ.

Уравнение (3.10) может быть применено и для решения задач, связанных с расчетами испарения с отдельных болотных микроландшафтов различных типов и с болотных массивов в целом, если имеется информация о режиме уровней болотных грунтовых вод и атмосферных осадков. Такая задача ставилась и решалась в работах В. В. Романова [86] и К. Е. Иванова [37, 39]. Для расчета режима испарения с отдельного болотного микроландшафта неосушенного болотного массива значения  $L_1$  и  $L_2$  принимаются равными длинам контуров притока и стока, проведенных соответственно по границам болотного микроландшафта. Тогда интенсивность изменения уровня в деятельном горизонте в данном болотном микроландшафте на основании уравнения (3.10) выразится так:

$$\begin{aligned} \frac{dz}{dt} &= \frac{\oint_{L_1} q_{zn} dL - \oint_{L_2} q_{zn} dL}{\omega \xi_z} + \frac{1}{\xi_z} (p_o + p_{rp} - p_n) - \frac{1}{\xi_z} \frac{dW_{ак}}{dt} = \\ &= \frac{1}{\omega \xi_z} (q_{z1} l_1 - q_{z2} l_2) + \frac{1}{\xi_z} (p_o + p_{rp} - p_n) - \frac{1}{\xi_z} \frac{dW_{ак}}{dt}, \quad (3.18) \end{aligned}$$

где в данном случае  $q_{z1}$  и  $q_{z2}$  — проточности в соседних болотных микроландшафтах, разделенных контуром притока  $L_1$ ;  $l_1$  и  $l_2$  — спроектированные контуры притока и стекания данного болотного микроландшафта.

При  $p_o$ ,  $p_{rp}$  и  $p_n$ , равных нулю, и, полагая для деятельного слоя  $W_{ак} \approx 0$ , при  $dt \approx \Delta t$  не менее суток изменение уровня в микроланд-

шафте определялось бы только соотношением интенсивностей притока и стока:

$$\frac{dz_*}{dt} = \frac{1}{\omega \xi_z} (q_{z1} l_1 - q_{z2} l_2). \quad (3.19)$$

Кривая падения уровня  $z_* = f(t)$ , определяемая выражением (3.19), была названа нормальной кривой падения уровня, которая зависит только от фильтрационных характеристик деятельного слоя рассматриваемого микроландшафта и соседнего микроландшафта, с которого имеет место приток. Вычитая из уравнения (3.18) уравнение (3.19), получаем выражение для вертикального водообмена в данном микроландшафте:

$$p_n - p_{rp} = p_0 + \left( \frac{dz_*}{dt} - \frac{dz}{dt} \right) \xi_z \cong p_0 + \frac{\Delta z_* - \Delta z}{\Delta t} \xi_z. \quad (3.20)$$

При отсутствии потерь в подстилающие торфяную залежь слои грунта или при их малых значениях относительно  $p_n$

$$p_n = \frac{(\Delta z_* - \Delta z) \xi_z}{\Delta t} + p_0. \quad (3.21)$$

Последняя зависимость чрезвычайно упрощает расчет режима испарения с болотных микроландшафтов при наличии ежедневных наблюдений над уровнями болотных вод и осадками. Точность расчета по ней всегда может быть повышена путем тщательного предварительного определения фильтрационных характеристик  $k_z = f(z)$  и функций послойного коэффициента водоотдачи  $\xi_z = \xi(z)$  деятельного слоя для расчетных микроландшафтов. При таких условиях зависимость (3.21) может использоваться как достаточно простой метод воднобалансового контроля результатов измерения испарения, проводимых другими методами (методом теплового баланса или с помощью испарителей) на болотных микроландшафтах неосушенных болот.

При измерении этим методом слоя испарения за данный промежуток времени  $\Delta t$  с болотного массива в целом, включающего различные типы болотных микроландшафтов, можно использовать приведенные значения фильтрационных характеристик (или проточностей) и коэффициентов водоотдачи. В соответствии с зависимостью (2.75), приведенная проточность для данного конкретного болотного массива, к контуру которого примыкает  $N$  различных микроландшафтов, представляет собой величину

$$q_{z*} = \frac{q_{z1} l_1 + q_{z2} l_2 + \dots + q_{zN} l_N}{l_1 + l_2 + \dots + l_N}, \quad (3.22)$$

а приведенный средневзвешенный коэффициент водоотдачи  $\xi_{z*}$ :

$$\xi_{z*} = \frac{\xi_{z1} \omega_1 + \xi_{z2} \omega_2 + \dots + \xi_{zN} \omega_{N'}}{\omega_1 + \omega_2 + \dots + \omega_{N'}}, \quad (3.23)$$

где  $N'$  — число различных микроландшафтов, расположенных внутри контура массива, причем  $N' \geq N$ .

Так как между уровнями болотных вод в различных микроландшафтах имеют место линейные связи

$$z_i = a_1 z_1 = a_2 z_2 = \dots = a_{i-1} z_{i-1} = a_{i+1} z_{i+1} = \dots = a_{N'} z_{N'}$$

(где  $a_i$  — постоянные), то приведенные значения  $q_{z*}$  и  $\xi_{z*}$  могут рассматриваться как функции уровня  $z_i$  любого выбранного из числа  $N'$  микроландшафта:

$$\xi_{z*} = \xi_*(z_i); \quad q_{z*} = q_*(z_i).$$

Тогда расчетной воднобалансовой зависимостью для режима испарения с болотного массива в целом вместо (3.21) служит аналогичное выражение

$$p_{и} = \frac{(\Delta z_{*i} - \Delta z_i) \xi_{z*}}{\Delta t} + p_0, \quad (3.24)$$

в котором  $\Delta z_{*i}$  и  $\Delta z_i$  представляют собой изменения уровней за время  $\Delta t$  в «опорном» микроландшафте, т. е. в микроландшафте, с уровнями которого были связаны приведенные значения  $\xi_{z*}$  и  $q_{z*}$ .

Решения уравнения (3.10) для осушенных болотных массивов, используемых под посевы сельскохозяйственных культур, выполнены в различных аспектах в работах В. Ф. Шебеко [104, 105] с учетом региональных особенностей физического строения низинных торфяных залежей болот БССР. При этом разработаны практические приемы расчета влагообмена внутри зоны аэрации и обеспечения оптимального режима водного питания корнеобитаемого слоя сельскохозяйственных культур при регулировании водного режима в осушительных системах в зависимости от текущей гидрометеорологической обстановки.

Не касаясь подробного изложения этих расчетов, которые, помимо уже упомянутых работ, освещены в Методических указаниях по гидрологическим расчетам при проектировании осушительно-увлажнительных систем Полесья (1972) и Указаниях и программе воднобалансовых расчетов на машине «Минск-22» (1972), остановимся лишь на вопросе о преемственности в применении воднобалансового уравнения (3.10) в условиях неосушенных и осушенных болот.

Для конечных интервалов времени  $\Delta t$  (сутки, пятидневки, декады, месяцы), по которым обычно ведутся расчеты, уравнение (3.10) записывается в виде

$$\Delta z \xi_z = \bar{p}_0 \Delta t - \bar{p}_{и} \Delta t + \bar{p}_{гп} \Delta t - \Delta W_{ак} + \frac{\bar{q}_{z1} l_1}{\omega} \Delta t - \frac{\bar{q}_{z2} l_2}{\omega} \Delta t, \quad (3.25)$$

где  $\bar{p}_0$ ,  $\bar{p}_{и}$ ,  $\bar{p}_{гп}$ ,  $\bar{q}_{z1}$ ,  $\bar{q}_{z2}$  — средние интенсивности величин за расчетный интервал времени. Выбор продолжительности интервалов  $\Delta t$  определяется, с одной стороны, задачами, поставленными в расчете, а с другой — возможностями определения или непосредственного измерения соответствующих составляющих водного баланса.

В отличие от решений, рассмотренных выше, в которых для неосушенных болотных массивов при выбранных расчетных

интервалах времени продолжительностью не менее суток изменение аккумуляции влаги в зоне аэрации деятельного горизонта  $\Delta W_{ак}$  незначительное и практически принимается равным нулю (учитывая, что за такие большие интервалы времени распределение капиллярной влаги в зоне аэрации в среднем равновесное), в условиях осушенных массивов величина  $\Delta W_{ак}$  может колебаться в широких пределах даже за достаточно большие расчетные интервалы времени. Поэтому в условиях осушенных болот величина  $\Delta W_{ак}$  и распределение аккумулярованной влаги по высоте слоя аэрации, как функции времени, часто являются искомыми величинами и представляют собой наиболее трудно определяемые характеристики. Для их вычисления приходится использовать то же уравнение водного баланса (3.25), в котором известными величинами (или задаваемыми) являются начальные уровни грунтовых вод  $z_n$ , осадки, испарение, а также грунтовый водообмен  $\rho_{гр}$ , вычисленный с помощью того же уравнения, примененного для периодов, за которые сток в осушительную сеть можно принять равным нулю.

При этом расчет потоков влаги внутри зоны аэрации выполняется с применением потенциальной теории движения влаги.

Второй составляющей в уравнении (3.25), независимое определение которой для осушенных болот также связано со значительными трудностями, является величина стока в осушительную сеть

$\frac{q_{z2} l_2}{\omega} \Delta t$ . Этим членом уравнения для осушенного массива выражается суммарный объем воды, поступающий с осушенных полей за время  $\Delta t$  во все элементы осушительной сети (в открытые осушители, коллекторы, магистральные каналы и в закрытые, подземные, дрены). При этом общая длина контура стекания  $l_2$  должна равняться сумме удвоенной длины всех открытых элементов осушительной сети  $2l_2'_{от}$  и длине закрытого дренажа  $l_2'_{з.д.}$ :

$$l_2 = 2l_2'_{от} + l_2'_{з.д.}$$

Соответственно этому единичные расходы воды  $q_{z2}$ , поступающие в осушительную сеть (на единицу длины дренажа) и зависящие от уровня грунтовых вод  $z$  на осушенных полях, должны определяться отдельно для открытых и закрытых элементов осушительной сети, поскольку механизм стекания влаги в них различен, т. е.

$$q_{z2} = q'_{z2} + q''_{z2},$$

где  $q'_{z2}$  — расход стока на единицу длины в открытую осушительную сеть,  $q''_{z2}$  — то же, в закрытые дрены.

Объем воды

$$Q'_{z2} \Delta t = 2q'_{z2} l_2'_{от} \Delta t$$

представляет собой долю стока, поступающую непосредственно во все элементы открытой части осушительной сети, а

$$Q''_{z2} \Delta t = q''_{z2} l_2'_{з.д.} \Delta t$$

— долю стока, поступающую во все закрытые элементы сети.

Последняя величина в литературе часто называется «дренажным», или внутренним, стоком на осушенных болотах и зависит от режима уровней грунтовых вод и поступления влаги в зону аэрации, т. е. от водонасыщенности зоны аэрации, а также от водопроницаемости торфяной залежи и ее изменения по глубине и по площади.

Составляющая  $Q'_{z_2} \Delta t$  должна включать в себя и ту часть стока, которая в периоды весеннего снеготаяния или при выпадении осадков очень большой интенсивности поступает в открытую осушительную сеть не только фильтрационным, но и поверхностным потоком.

Составляющую притока  $\frac{q_{z_1} l_1}{\omega} \Delta t$  в уравнении (3.25) приходится учитывать лишь в том случае, если осушенная часть массива не отделена от окружающих территорий нагорными каналами, перехватывающими поверхностный и фильтрационный горизонтальный приток с более возвышенных участков прилегающих территорий. Для непосредственного учета этой величины требуется также наличие данных о режиме уровней, водопроницаемости грунтов и уклонах грунтового потока на прилегающих к осушенной части массива территориях.

Следует заметить, что прямые методы определения расходов  $Q'_{z_2}$  и  $Q''_{z_2}$  в зависимости от густоты осушительной сети, физических характеристик (водопроницаемости) осушенных торфяных залежей и переменного метеорологического режима, определяющего влагонасыщенность зоны аэрации, до сего времени не разработаны, если не считать некоторых эмпирических формул, применение которых всегда ограничено теми условиями, в которых они получены. Это обстоятельство, даже при наличии полной информации об осадках ( $p_o$ ), испарении ( $p_n$ ), вертикальном водообмене с подстилающими грунтами ( $p_{гр}$ ) и величине аккумуляции влаги в зоне аэрации ( $\Delta W_{ак}$ ), не дает возможности определять величину изменения уровня грунтовых вод  $\Delta z$  и его режим  $z_t = z(t)$ . Поэтому для определения величины ( $Q'_{z_2} + Q''_{z_2}$ ) приходится обращаться к тому же

уравнению (3.25) и определять составляющую стока  $\frac{Q'_{z_2} + Q''_{z_2}}{\omega} \Delta t$

как остаточный член уравнения баланса, но для этого нужно иметь уже известными значения  $\Delta z$ ,  $\Delta W_{ак}$  и  $p_{гр} \cdot \Delta t$  для выделенных интервалов времени  $\Delta t$ . Как справедливо указывает при этом В. Ф. Шебеко, здесь возникают принципиальные трудности. Чтобы запроектировать осушительную сеть для обеспечения необходимого режима уровней грунтовых вод  $z(t)$  и влагозапасов в зоне аэрации  $W_{ак}$  и отвода для этого определенных количеств воды с осушаемых полей (или, наоборот, подпитывания их), необходимо знать заранее дренирующую способность сети в зависимости от  $z$  и  $W_{ак}$ . Но для того чтобы определить эту дренирующую способность, необходимо знать, как данная осушительная сеть обеспечивает

нужный режим сброса вод, поддержание заданных уровней грунтовых вод и влагосодержание  $W_{ак}$  в зависимости от режима уровней  $z(t)$  и метеорологического режима.

В предложенных решениях В. Ф. Шебеко для этого используются различные частные приемы определения неизвестных составляющих баланса влаги в зоне аэрации и изменений уровня грунтовых вод, основанные на выделении таких периодов в питании и стоке с осушенных массивов, во время которых некоторые члены в уравнении водного баланса можно принимать равными нулю. Определенные по этим периодам значения неизвестных составляющих используются затем в расчетах режима уровней и влагозапасов в другие периоды. Для учета слоя стока в осушительную сеть  $\left( h_c = \frac{q_{z2l_2}}{\omega} \Delta t \right)$  за интервалы  $\Delta t$  в периоды отсутствия поверхностного стока рекомендуется использовать уравнение С. Ф. Аверьянова [1] для неустановившегося движения кривой депрессии уровней грунтовых вод, применяемое для случая снижения уровня грунтовых вод только под действием каналов осушительной сети, поскольку остальные члены в этом уравнении учитываются воднобалансовыми расчетами. Для облегчения расчета значений  $h_c$  В. Ф. Шебеко разработаны специальные номограммы, позволяющие определять величину суточного снижения уровня по данным о коэффициентах водоотдачи и фильтрации основного водоносного пласта торфа, если известны или заданы расстояния между каналами-осушителями, их глубина и ширина по дну.

Несмотря на ряд допущений, которые приходится делать при этих расчетах и решении уравнения водного баланса (3.12), в настоящее время это единственный хорошо разработанный путь гидрологического обоснования регулирования водного режима на мелиорированных болотах и сохранения необходимого оптимального увлажнения корнеобитаемой зоны на сельскохозяйственных полях в зависимости от заданного метеорологического режима определенной обеспеченности.

### 3.4. Определение водообмена методом гидроморфологических связей

Как следует из рассмотренных воднобалансовых методов расчета водообмена, наиболее трудно определяемыми всегда являются величины водообмена болотного массива с подстилающими грунтами, а также внешнее грунтовое питание болотного массива на границе торфяной залежи с незаболоченными землями. Все эти методы предусматривают определение потерь на инфильтрацию или грунтовое питание болотного массива (напорное или безнапорное) как остаточного члена в уравнении водного баланса, если с приемлемой точностью известны остальные его составляющие. Однако этот путь, даже если достигнута необходимая точность определения водообмена как остаточного члена уравнения водного баланса, имеет ряд принципиальных недостатков. Самый главный

заключается в том, что вычисляемые величины и их знак (потери или приход влаги) никак не связываются с какими-либо определенными физическими параметрами, характеризующими строение болотного массива. Поэтому получаемые таким путем результаты вычисления водообмена не могут распространяться на другие болотные массивы-аналоги, если не считать чисто качественных соображений о сходстве тех или других конкретных объектов. Следовательно, этот путь, вообще говоря, дает возможность получать лишь частные решения для данного объекта и не дает возможности получать обобщенные решения и выводы. То же самое можно сказать и в отношении результатов измерения составляющих водного баланса в полевых условиях на отдельных реальных объектах и в первую очередь в речных заболоченных бассейнах, если для определения стока применяется обычный гидрометрический способ измерения расходов в ручьях и реках-водоприемниках, а для расчетов водообмена с подстилающими породами разбивается сеть гидрогеологических скважин. Результаты таких измерений, в отношении водообмена с подстилающими грунтами, всегда характеризуют лишь данный частный болотный водосбор, а не класс определенных природных образований и вследствие этого не могут обобщаться и распространяться на другие объекты.

Другой недостаток состоит в том, что рассмотренные расчетные методы и обычные, широко используемые, полевые методы измерения составляющих водного баланса не позволяют получить распределение интенсивности водообмена и изменение знака водообмена по территории болотного массива. Для простых болотных массивов, залегающих в каком-либо одном морфологическом элементе и имеющих сравнительно небольшие размеры, неучет неравномерности водообмена в пределах территории, занятой болотом, может не играть большой роли. Но для болотных макроландшафтов, покрывающих огромные территории, измеряющиеся сотнями и тысячами квадратных километров, и имеющих различное морфологическое строение, на одних участках которых может иметь место интенсивное грунтовое питание, а на других — отсутствовать или иметь противоположный знак, вопрос о распределении интенсивности и направлений водообмена по территории имеет решающее значение.

Основываясь на выведенных в главе 2 гидроморфологических уравнениях связи, задачу определения интенсивности водообмена между торфяной залежью болотных массивов и подстилающими породами можно решать более общим путем и выяснять распределение интенсивности водообмена по территории болотных массивов.

Будем исходить из уравнения гидроморфологических связей (2.80), в котором в самом общем случае значения среднего во времени модуля проточности  $\bar{M}_s$ , функции рельефа  $b_s$ , внутреннего питания массива  $\bar{p}_s$  — суть переменные величины по площади болотного массива и вдоль любой линии тока  $s$ . Подставим в уравнение

(2.80) развернутое значение внутреннего питания  $\bar{p}_s$ , согласно (2.63), и напишем это уравнение для двух случаев: когда болотный массив или любой его отдельный фрагмент (см. п. 2.14) имеет атмосферное и внутреннее грунтовое питание, и когда тот же болотный массив имеет атмосферное питание:

$$\frac{dy}{ds} = \frac{\bar{q}_0 b_0}{\bar{M}_s b_s} + \frac{1}{\bar{M}_s b_s} \int_0^s (\bar{p}_0 - \bar{p}_n) b_s ds + \frac{1}{\bar{M}_s b_s} \int_0^s \bar{p}_{гр} b_s ds, \quad (3.26)$$

$$\frac{dy_a}{ds} = \frac{\bar{q}_0 b_0}{\bar{M}_s b_s} + \frac{1}{\bar{M}_s b_s} \int_0^s (\bar{p}_0 - \bar{p}_n) b_s ds. \quad (3.27)$$

Вычитая из первого уравнения второе, получим

$$\frac{dy}{ds} - \frac{dy_a}{ds} = \frac{1}{\bar{M}_s b_s} \int_0^s \bar{p}_{гр} b_s ds \quad (3.28)$$

или

$$\int_0^s \bar{p}_{гр} b_s ds = \bar{M}_s b_s \left( \frac{dy}{ds} - \frac{dy_a}{ds} \right). \quad (3.28')$$

Из последних выражений видно, что при одном и том же физическом строении деятельного горизонта и форме потока в плане, выражаемых функциями  $\bar{M}_s = \bar{M}(s)$  и  $b_s = b(s)$ , внутреннее грунтовое питание (или соответственно потери в подстилающие болотный массив слои грунта) через всю площадь данного фрагмента равно произведению разности уклонов, соответствующих рельефу поверхности массива с полным питанием и рельефу только с атмосферным питанием, на значения  $\bar{M}_s$  и  $b_s$ . Обозначая средний (во времени) расход грунтового водообмена через всю площадь выделенного  $j$ -того фрагмента массива  $\bar{P}_{грj}$  [в соответствии с принятыми обозначениями в уравнении (2.61) п. 2.10], приходим к выражению

$$\bar{P}_{грj} = \bar{M}_s b_s \left( \frac{dy}{ds} - \frac{dy_a}{ds} \right), \quad (3.29)$$

где  $j$  — номер данного фрагмента.

Если число различных фрагментов, на которые разложен весь болотный массив, равно  $N$ , то средний расход полного водообмена болотного массива с подстилающими грунтами, очевидно, выразится суммой средних расходов через все фрагменты:

$$\bar{P}_{гр} = \sum_1^N \bar{P}_{грj}. \quad (3.30)$$

Из выражения (3.28) непосредственно вытекает, что во всех точках линий стекания на расстоянии  $s$  от начала фрагмента, где  $\frac{dy}{ds} = \frac{dy_a}{ds}$ , т. е. уклоны поверхности данного реального массива равны уклонам соответствующего массива при атмосферном питании, водообмен с подстилающими грунтами равен нулю.

Представляя уравнение (3.28) в виде

$$y - y_a = \int_0^s \frac{\int_0^s \bar{p}_{\text{гр}} b_s ds}{\bar{M}_s b_s} ds, \quad (3.31)$$

легко видеть, что разность ординат поверхности массива на любом расстоянии  $s$  от выбранного начала координат зависит только от величины суммарного грунтового водообмена на всей длине фрагмента  $s$  и не зависит от закона распределения  $\bar{p}_{\text{гр}}$  по длине фрагмента  $s$ . Так как распределение интенсивности грунтового водообмена  $\bar{p}_{\text{гр}}$  вдоль любой линии стекания заранее неизвестно и является в данном случае искомой величиной, то для вычисления эпюры интенсивности водообмена в пределах фрагмента любой линии тока необходимо производить разбивку площади болотного массива на достаточно малые участки, в пределах которых можно было бы принимать постоянными значения интенсивности водообмена  $\bar{p}_{\text{гр}}$  и модуля проточности  $\bar{M}_s$ .

Рассмотрим вначале некоторые простейшие случаи и начнем с класса болотных массивов с нормальными профилями ( $\bar{M}_s = \text{const}$ ) и эпицентром расхождения потока или водораздельной линией, лежащими внутри контура массива. Для всех массивов этого класса общим уравнением рельефа вдоль линий стекания, при постоянстве  $\bar{p}_c = \bar{p}_o - \bar{p}_n + \bar{p}_{\text{гр}}$ , является выражение (см. табл. 13)

$$y = \frac{\bar{p}_c s^2}{\beta \bar{M}} = \frac{\bar{p}_c s^2}{2(n+1)\bar{M}}, \quad (3.32)$$

где значения постоянной  $\beta$  или  $n$  определяются в зависимости от типа расхождения потока по табл. 13. В случае круглого, симметричного в плане болотного массива весь массив представляет собой лишь один фрагмент, так как вдоль любой линии тока  $s$  закон расхождения потока остается одним и тем же (при  $\beta = 4$ ).

Если болотный массив имеет криволинейно-расходящиеся и криволинейно-сходящиеся потоки (см. рис. 6, 7), то он должен состоять уже не менее чем из двух или большего числа фрагментов с различными значениями функции  $b_s = b(s)$ . Если теперь в пределах каждого фрагмента модуль проточности остается постоянным, то болотный массив разбивается на несколько фрагментов с нормальными гидродинамическими профилями и для каждого из них справедливо уравнение (3.32) с соответствующими значениями  $n$  и  $\beta$ . Поступая аналогично выводу соотношения (3.28), из уравнения (3.32) получим

$$y - y_a = \frac{\bar{p}_{\text{гр}} s^2}{2(n+1)\bar{M}_s} \quad (3.33)$$

или

$$\bar{p}_{\text{гр}} = \frac{2(n+1)\bar{M}_s(y - y_a)}{s^2}. \quad (3.34)$$

Согласно поставленным условиям при выводе уравнения (3.32), значение  $\rho_{гр}$  здесь в пределах каждого выделенного фрагмента является постоянным и, следовательно, представляет собой среднюю интенсивность водообмена на всей площади фрагмента при заданной его длине  $s$  и разности ординат  $y$  и  $y_a$  в точке  $s$ .

Из уравнений (3.28'), (3.29) и (3.34) следует, что для всех болотных массивов, для которых при данном расхождении потока и одном и том же модуле проточности рельеф массива вдоль линий стекания более пологий, чем рельеф, соответствующий тому же массиву, но при атмосферном его питании, имеет место отрицательное значение грунтового питания  $\rho_{гр}$ , т. е. такие массивы всегда имеют потери на инфильтрацию в подстилающие торфяную залежь горизонты. Массивы же, характеризующиеся при одних и тех же значениях модуля проточности  $\bar{M}$  и форме потока в плане  $b_s = b(s)$  более развитым рельефом, т. е. большими уклонами поверхности во всех точках линий стекания, имеют положительное внутреннее грунтовое питание из подстилающих торфяную залежь водоносных горизонтов (напорное питание). В табл. 15 представлены два реальных нормальных профиля болотных массивов с радиально расходящимся потоком при  $\bar{M}_s = 10 \text{ см}^2/\text{с}$  и  $(\bar{\rho}_o - \bar{\rho}_n) = 200 \text{ мм/год}$ . Один профиль массива вычислен при наличии потерь ( $\rho_{гр} = 100 \text{ мм/год}$ ), другой — для условий отсутствия грунтового водообмена и наличия только атмосферного питания (табл. 15).

Таблица 15

Ординаты нормального профиля массива при  $\bar{M}_s = 10 \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $n=1$   
и  $\bar{\rho}_o - \bar{\rho}_n = 200 \text{ мм/год}$  в случае отсутствия потерь в подстилающие грунты  
и при потерях  $\rho_{гр} = 100 \text{ мм/год}$

$s \text{ м}$	$s^2 \text{ м}^2$	$y_a \text{ м} (\bar{\rho}_{гр}=0)$	$y \text{ м} (\bar{\rho}_{гр}=100 \text{ мм/год})$
0	0	0	0
100	$10^4$	0,016	0,008
200	$4 \cdot 10^4$	0,063	0,031
300	$9 \cdot 10^4$	0,142	0,071
400	$16 \cdot 10^4$	0,253	0,126
600	$36 \cdot 10^4$	0,569	0,235
800	$64 \cdot 10^4$	1,01	0,50
1000	$10^6$	1,58	0,79
1200	$1,44 \cdot 10^6$	2,28	1,14
1400	$1,96 \cdot 10^6$	3,10	1,55
1600	$2,56 \cdot 10^6$	4,05	2,02
1800	$3,24 \cdot 10^6$	5,12	2,56
2000	$4,00 \cdot 10^6$	6,32	3,16
2200	$4,84 \cdot 10^6$	7,65	3,82
2400	$5,76 \cdot 10^6$	9,10	4,55
2600	$6,76 \cdot 10^6$	10,68	5,34
2800	$7,84 \cdot 10^6$	12,40	6,20
3000	$9,00 \cdot 10^6$	14,20	7,10

Для вычисления средней величины интенсивности водообмена на таких массивах непосредственно используется зависимость (3.34), если известны очертание реального массива  $y=f(s)$  и его постоянный модуль проточности  $\overline{M}_s$ .

Рассуждая совершенно аналогичным образом, на основании уравнений табл. 12, можно получить зависимости для расчета водообмена с подстилающими грунтами в болотных массивах с постоянным модулем проточности, имеющих внешнее питание при значениях  $n$ , равных 1, 2, 3.

На основании уравнений табл. 11 получают аналогичные зависимости для величины водообмена с подстилающими грунтами болотных массивов с переменным модулем проточности вдоль линий стекания и эпицентрами расхождения потока внутри контура массива.

Однако практически использование этих формул для определения водообмена далеко не всегда возможно, так как при разложении реальных болотных массивов сложного строения на расчетные фрагменты, характеризующие их функции  $b_s=b(s)$  и  $\overline{M}_s=\overline{M}(s)$  часто не выражаются степенными зависимостями с целыми или дробными значениями  $n$ , при которых уравнение (2.80) может быть проинтегрировано в конечной форме, а изменяются вдоль линий тока по более сложным закономерностям. В таких случаях проще всего пользоваться непосредственно уравнением (2.100), применяя его последовательно к каждому выделенному малому расчетному интервалу  $\Delta s$  и полагая в то же время величину  $\Delta s$  равной длине расчетного фрагмента, т. е. участка массива, в пределах которого значения функций  $b_s$  и  $\overline{M}_s$  можно принимать постоянными. При этом длина расчетного интервала  $\Delta s$  должна выбираться соответственно с быстротой изменения  $b_s$  и  $\overline{M}_s$  вдоль линий стекания, т. е. при больших расхождениях или схождениях потока и сильно изменяющемся  $\overline{M}_s$  длина расчетных участков должна назначаться меньшей, а при малых изменениях  $b_s$  и  $\overline{M}_s$  может приниматься большей.

Для расчета водообмена этим способом на основании уравнения (2.100) напишем вначале выражение для изменения ординаты поверхности болота на участке  $\Delta s$  в случае только атмосферного питания. При этом, в общем случае, для любого  $j$ -того участка будем иметь

$$\Delta y_{aj} = \frac{\overline{q}_{j-1} b_{s j-1} + (\overline{p}_0 - \overline{p}_n)_j b_{sj} \Delta s_j}{\overline{M}_{sj} b_{sj}} \Delta s_j. \quad (3.35)$$

Изменение ординаты поверхности вдоль линий тока при наличии грунтового водообмена на том же участке выразится следующим образом:

$$\Delta y_j = \frac{\overline{q}_{j-1} b_{s j-1} + (\overline{p}_0 - \overline{p}_n)_j b_{sj} \Delta s_j + \overline{p}_{гп} b_{sj} \Delta s_j}{\overline{M}_{sj} b_{sj}} \Delta s_j. \quad (3.36)$$

Вычитая из второго уравнения первое и решая полученное выражение относительно  $\bar{p}_{гp j}$ , получаем

$$\bar{p}_{гp j} = \frac{\Delta y_j - \Delta y_{aj}}{(\Delta s_j)^2} \bar{M}_{sj} = (i_j - i_{aj}) \frac{\bar{M}_{sj}}{\Delta s_j}. \quad (3.37)$$

Последняя формула дает возможность непосредственно вычислить интенсивность грунтового водообмена на данном участке болотного массива  $\Delta s_j$ , если на этом участке известны средний многолетний модуль проточности, уклон поверхности болота  $i$  и уклон поверхности  $i_a$ , который был бы в том случае, если бы этот участок имел только атмосферное питание, а грунтовый водообмен был бы равен нулю. Следовательно, для вычисления по формуле (3.37) грунтового водообмена необходимо знать для каждого  $j$ -того участка значение  $i_a$ . Последнее легко определить из зависимости (3.35), зная  $q_{j-1} b_{j-1}$ . Но расход притока на  $j$ -тый участок, очевидно, равен

$$\bar{q}_{j-1} b_{s j-1} = \bar{q}_0 b_0 + \sum_1^{j-1} (\bar{p}_0 - \bar{p}_n + \bar{p}_{гp})_j b_{sj} \Delta s_j, \quad (3.38)$$

благодаря чему задачу необходимо решать последовательным вычислением, начиная с первого участка ( $j=1$ ), значений:  $\bar{q}_{j-1} b_{s j-1}$  — по формуле (3.38), затем  $i_{aj} = \Delta y_{aj} / \Delta s_j$  по формуле (3.35) и  $\bar{p}_{гp}$  — по формуле (3.37). При этом заданными величинами для каждого участка реального болотного массива, для которого ведется расчет, являются: модули проточности  $\bar{M}_{sj}$  длины фронтов втекания и вытекания  $b_{s j-1}$  и  $b_{sj}$ , длины участков  $\Delta s_j$  и уклоны массива на этих участках  $i_j$ . Все данные, как мы уже видели выше, могут получаться непосредственно с аэрофотоснимков болотного массива на основании построенной сетки линий стекания, установленных типов болотных микроландшафтов и их расположения на массиве.

Рассмотрим ход расчета на конкретном примере болотного массива, изображенного на рис. 26. Выделим на этом массиве три фрагмента и обозначим их символами  $abcd$ ;  $efgh$  и  $klm$ . Разобьем каждый фрагмент на участки по границам различных типов микроландшафтов. При этом, согласно рис. 26, в выделенных фрагментах встречаются четыре типа болотных микроландшафтов: сильно обводненные грядово-мочажинные комплексы (*I*), грядово-мочажинные комплексы со сфагново-кустарничковыми, облесенными сосной грядами и сфагново-шейхцериевыми мочажинами (*II*), сфагново-кустарничково-пушицевые (*III*) и сосново-сфагново-кустарничковые (*IV*). В соответствии с табл. 8 примем для них следующие средние многолетние модули проточности: *I* — 45 см<sup>2</sup>/с, *II* — 15 см<sup>2</sup>/с; *III* — 16 см<sup>2</sup>/с, *IV* — 2,5 см<sup>2</sup>/с. По профилю *I—I*, полученному наземной нивелировкой, пользуясь сеткой линий стекания, нанесем на план массива горизонтали поверхности в отсчетах от ее наивысшей точки у уреза воды в озере. Цифры у горизонталей, указанные на плане массива, выражают разность отме-

ток данной горизонтали и поверхности болота на контуре озера. В каждом из трех выделенных фрагментов проведем границы болотных микроландшафтов в соответствии с формулами (3.35) и (3.37), примем за расчетные интервалы  $\Delta s_j$  — расстояния между границами болотных микроландшафтов по средним в фрагментах

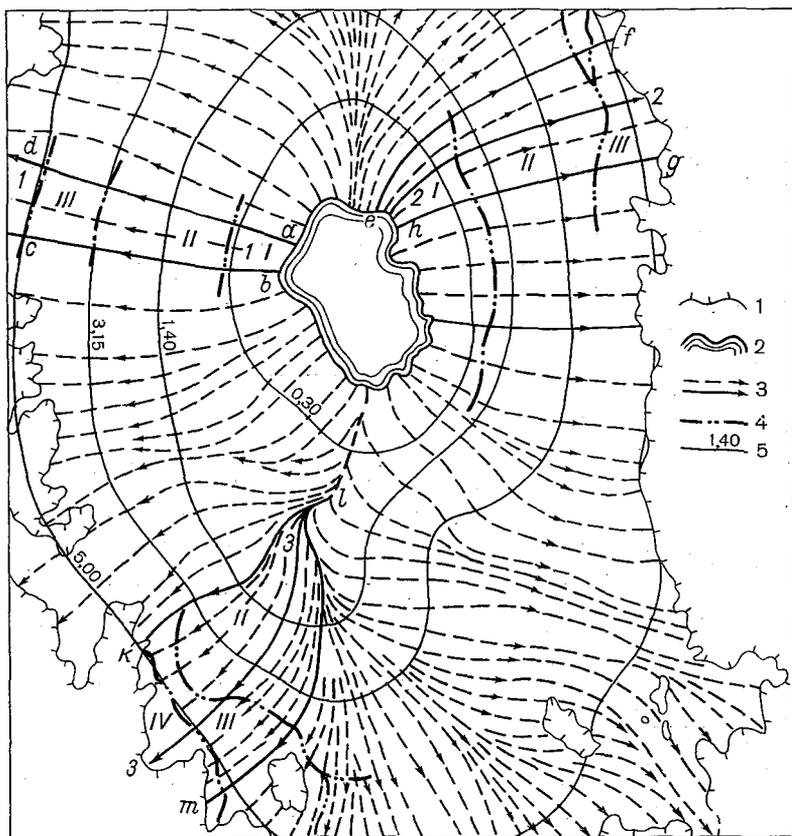


Рис. 26. Болотный массив центрально-олиготрофного хода развития с расположением озера в эпицентре расхождения потока.

1 — границы массива, 2 — контур озера, 3 — линии стекания, 4 — границы болотных микроландшафтов; 5 — горизонтали поверхности болота; I, II, III, IV — типы болотных микроландшафтов (см. сноску к табл. 17).

линиям токов 1—1, 2—2, 3—3. Длины  $b_{sj}$  определим графически как длины спроектированного контура вдоль границ микроландшафтов, заключенных между крайними линиями тока каждого фрагмента.

Составим две расчетные рабочие таблицы. Правую — для определения по формуле (3.35) уклонов поверхности  $i_a$  вдоль выделенных фрагментов при атмосферном питании массива (табл. 16), и вторую — для вычисления по формуле (3.37) величины среднего

Вспомогательная таблица вычисления уклонов при атмосферном питании массива  $\bar{p}_0 \rightarrow \bar{p}_n = 250$  мм/год

$s_j$ м	$b_{s_j-1}$ м	$\Delta s_j$ м	$\bar{M}_s$ см <sup>2</sup> /с	$\bar{q}_{j-1}$ л/(с·км)	$\bar{q}_{j-1} b_{s_j-1}$ л/с	$(\bar{p}_0 - \bar{p}_n) f_{b_{s_j} \Delta s_j} \cdot 10^{-4}$ м <sup>3</sup> /с	$[\bar{q}_{j-1} b_{s_j-1} + (\bar{p}_0 - \bar{p}_n) f_{b_{s_j} \Delta s_j}] \cdot 10^{-4}$ м <sup>3</sup> /с	$\bar{M}_s b_s$ м <sup>3</sup> /с	$i_a$ ‰
---------	---------------	----------------	--------------------------------	--------------------------	-------------------------------	--	--	-----------------------------------	---------

Профиль 1 — 1, фрагмент *abcd*

0	165	0	45	1,6	0,254	0	2,54	—	0,36
362	255	362	45	—	—	6	8,54	1,15	0,74
1113	375	751	15	—	—	18,6	27,14	0,563	4,8
1513	410	400	16	—	—	12,3	39,44	0,656	6,0

Профиль 2 — 2, фрагмент *efgh*

0	175	0	45	1,6	0,280	0	2,80	0,79	0,36
500	475	500	45	—	—	12,8	15,6	2,14	0,73
1375	687	875	15	—	—	40,3	55,9	1,03	5,4
1600	700	225	16	—	—	12,4	68,3	1,12	6,1

Профиль 3 — 3, фрагмент *klm*

0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1250	1050	1250	15	—	—	52,0	52,0	1,58	3,3
1525	1040	275	16	—	—	22,7	74,7	1,67	4,5
1650	1040	125	2,5	—	—	10,3	85,0	0,26	32,6

Примечание. Испарение с водной поверхности принято в районе залегания массива по А. П. Браславскому и З. А. Видулиной  $\bar{P}_{\text{ис}} = 550$  мм/год. Площадь центрального озера в болотном массиве  $\omega_{\text{оз}} = 0,6$  км<sup>2</sup>. Приведенный радиус озера  $r_{\text{п оз}} = 435$  м. Контур (спроектированный) стекания из озера  $l_{\text{оз}} = 2$  пл оз = 2730 м. Прогонность через спроектированный контур из озера  $q_0 = q_{j-1} = 1,6$  л/(с·км).

многолетнего водообмена с подстилающими грунтами  $\bar{p}_{гр}$  (табл. 17). Исходными для расчета величинами, снимаемыми с плана болотного массива, являются для каждого фрагмента значения  $s_j$ ,  $\Delta s_j$ ,  $b_{sj}$ . Величина атмосферного питания массива принята для всех типов микроландшафтов в данном расчете одинаковой (учитывая незначительную разницу в нормах испарения с них) и равной для района расположения массива  $\bar{p}_0 - \bar{p}_н = 250$  мм/год. Результаты расчета водообмена по всем трем выделенным фрагментам показывают, что на основной части массива имеют место потери в подстилающие торфяную залежь грунты (табл. 17). На окраинах массива инфильтрация во всех фрагментах резко возрастает, составляя, например, в третьем фрагменте, на границе болотного массива с суходолом, в сосново-сфагново-кустарничковом микроландшафте  $\sim 1400$  мм/год, т. е. на инфильтрацию здесь затрачивается большая часть полного прихода влаги на данный участок массива (притока с вышерасположенных микроландшафтов и атмосферного питания). Из полного расхода питания  $85 \cdot 10^{-4}$  м<sup>3</sup>/с на инфильтрацию расходуется  $59 \cdot 10^{-4}$  м<sup>3</sup>/с. На тех же участках болотного массива, которые имеют внешний приток из центрального озера (профили 1—1 и 2—2), микроландшафт, прилегающий к озеру и представляющий собой сильно обводненный грядово-мочажинный комплекс, имеет положительное питание грунтовыми водами. В данном случае положительная величина водообмена указывает на наличие значительного фильтрационного потока не только в деятельном горизонте данного микроландшафта, но и из озера по всей толще торфяной залежи.

Точность и надежность расчета вертикального водообмена методом гидроморфологических связей, как легко видеть из приведенных расчетов и зависимостей (3.35) и (3.37), зависит главным образом от точности определения типов болотных микроландшафтов и правильного выбора соответствующих им значений среднего модуля проточности деятельного горизонта  $\bar{M}_s$ . Графические построения сетки линий стекания, горизонталей поверхности и границ микроландшафтов на плане болотного массива, из которых получаем величины  $s_j$ ,  $\Delta s_j$ ,  $b_{sj}$ , могут вносить очень небольшие погрешности в расчет, так как при использовании аэрофотосъемки определение этих параметров массива является вполне достоверным. Таким образом, точность полученных величин водообмена может всегда повышаться за счет уменьшения градаций изменения значений  $\bar{M}_s$  для различных типов болотных микроландшафтов, т. е. за счет более тонких различий структур растительного покрова и его индикационных свойств в отношении гидрологических характеристик микроландшафтов.

Аналогичные расчеты водообмена были выполнены для экспериментального водосбора болотного массива площадью 2,9 км<sup>2</sup> болотной станции ГГИ (см. рис. 24). Для этого водосбора результаты определения вертикального водообмена обычным воднобалансовым

Расчет водообмена болотного массива с подстилающими грунтами по фрагментам методом гидроморфологических связей  
(к рис. 26)

S м	У м	$\Delta S$ м	Тип микроландшафта <sup>1</sup>	$\bar{M}_s$ см <sup>2</sup> /с	$b_s$ м	$\Delta u$ м	$t = \frac{\Delta v}{\Delta S}$ 0/100	$i_a$ 0/100	$t - i_a$ 0/100	$\frac{\bar{M}_s \cdot 10^{-4}}{\Delta S}$ м/с	$\bar{p}_{гр} = (t - i_a) \frac{\bar{M}_s}{\Delta S}$ мм/год
0	0	0									
362	0,30	362	I	45	165	0,30	0,83	0,36	+0,09	0,124	+35
1113	3,15	751	II	15	255	2,85	3,8	0,74	-1,0	0,02	-63
1513	5,00	400	III	16	375	1,85	4,6	6,0	-1,4	0,04	-177
Профиль 1 — 1, фрагмент <i>abcd</i>											
0	0	0									
500	0,85	500	I	45	175	0,85	1,7	0,73	+0,97	0,09	+275
1375	4,51	875	II	15	475	3,66	4,2	5,4	-1,2	0,015	-57
1625	5,91	250	III	16	687	1,40	5,6	6,1	-0,5	0,064	-100
Профиль 2 — 2, фрагмент <i>efgh</i>											
0	0	0									
1250	3,37	1250	II	15	1050	3,37	2,7	3,3	-0,6	0,012	-23
1525	4,34	275	III	16	1040	0,97	3,5	4,5	-1,0	0,058	-183
1650	5,59	125	IV	2,5	1040	1,25	1,0	32,6	-22,6	0,02	-1430
Профиль 3 — 3, фрагмент <i>klmn</i>											

<sup>1</sup> I — обводненный грядово-мочажинный комплекс ( $P_r = 30\%$ ,  $P_m = 70\%$ ,  $\bar{M}_s = 40 + 50$  см<sup>2</sup>/с); II — грядово-мочажинный комплекс со сфагново-кустарничковыми, обесенными сосной грядами и сфагново-шейхеревыми мочажинами ( $P_r = 50\%$ ,  $P_m = 50\%$ ,  $\bar{M}_s = 13 + 18$  см<sup>2</sup>/с); III — сфагново-кустарничково-пушицевый с мелкопочковатым микрорельефом,  $\bar{M}_s = 8 + 16$  см<sup>2</sup>/с; IV — сосново-сфагново-кустарничковые,  $\bar{M}_s = 2,5$  см<sup>2</sup>/с.

Примечание. Принятые данные по осадкам и испарению:  $\bar{p}_o = 600$  мм/год;  $\bar{p}_n = 350$  мм/год для верховых болотных микроландшафтов и  $\bar{p}_n = 370$  мм/год для низинных микроландшафтов.

методом, путем непосредственного измерения всех остальных составляющих водного баланса, были уже рассмотрены в п. 3.2. При этом средняя многолетняя величина потерь во всем заболоченном водосборе, определенная как остаточный член уравнения водного баланса (3.6), составила 120 мм/год, а потери, вычисленные по уравнениям гидроморфологических связей (3.35) и (3.37), составили 107 мм/год. Если учесть, что потери во всем водосборе, сложенном водопроницаемыми грунтами, в недренируемые водоносные горизонты должны быть больше, чем вертикальный водообмен болотного массива за счет горизонтального стока с болотного массива на окружающие его заболоченные территории, то полученная в расчете меньшая величина потерь влаги на вертикальный водообмен собственно болотного массива вполне отвечает физической картине процесса стока в незамкнутом водосборе. Это сравнение дает основание сделать вывод, что порядок величины и направление водообмена с подстилающими грунтами определяется методом гидроморфологических связей достаточно надежно, даже при использовании относительно грубых значений средних модулей точности  $\overline{M}_s$  для различных микроландшафтов, приводимых в табл. 8.

### 3.5. Расчеты водообмена внутриболотных озер

Озера, располагающиеся внутри крупных болотных систем, — весьма распространенное явление, особенно в зоне избыточного увлажнения. В п. 1.6 уже приводились примеры крупнейших болотных макроландшафтов различных районов Западно-Сибирской низменности, из которых видно, что внутриболотные озера представляют собой неотъемлемую часть крупных болотных систем. В центральных частях водораздельных болотных систем (см. рис. 8) озера могут занимать большую часть их площади. Образование внутриболотных озер может быть связано как с древними водоемами, существовавшими еще в начальной фазе болотообразования (после отступления ледников последнего оледенения), так и с более поздними образованиями, возникшими в результате торфонакопления и развития собственного болотного рельефа на заболотившихся территориях. Внутриболотные озера, связанные своим происхождением с древними озерными котловинами, будем называть, следуя уже более или менее установившейся терминологии в болотоведении [21, 39, 88, и др.], первичными озерами, а озера, образовавшиеся в процессе торфонакопления и развития систем болотных массивов — вторичными. Образование на болотах вторичных озер в массовом количестве особенно характерно для поздних стадий развития болотных систем, вступивших в фазу автогенеза, когда основным источником их водного питания при общей выпуклой форме поверхности болотных систем становятся атмосферные воды, а другие виды питания играют меньшую роль.

Накопленные к настоящему времени данные о строении болотных ландшафтов и внутриболотных водоемов дают основание

рассматривать образование внутриболотных озер как одну из стадий общего процесса развития болотных систем [45], в которых на разных стадиях из развития должны выполняться определенные соотношения между площадью, покрытой растительным покровом, и площадью, занятой открытой водной поверхностью.

Эти соотношения обусловлены воднобалансовыми критериями и физическими условиями стекания влаги с болот. В главе 4 будет показано, что в процессе торфонакопления и расширения болотных массивов в плане дифференциация растительного покрова на болоте должна приводить к образованию наиболее устойчивых форм существования комплексных фитоценозов, которыми являются ориентированные грядово-мочажинные и грядово-озерные комплексы [44]. Последние превращаются в озерно-болотные комплексы (озерно-болотные ландшафты), когда устойчивое состояние грядово-озерных микроландшафтов нарушается с развитием эрозионных явлений во внутриболотной гидрографической сети, сопровождающихся естественной самоосушкой болотных систем. Во всех этих процессах водообмен и водный баланс внутриболотных озер и его нарушения, вызванные естественными или искусственными причинами, играют первостепенную роль и поэтому его изучение и расчет важны прежде всего для установления критериев устойчивости и преобразования болотных систем при освоении заболоченных территорий. Не менее важным расчет водообмена во внутриболотных озерах является для определения возможных отъемов воды из них для промышленных целей и целей водоснабжения.

Прежде чем подробнее рассмотреть эти вопросы, дадим краткую характеристику основных типов встречающихся озерно-болотных комплексов.

Озерно-болотными комплексами целесообразно называть все многообразие встречающихся в природе сочетаний внутриболотных водоемов (озер) с окружающими их болотными образованиями. Эти сочетания можно разбить на следующие основные типы:

1) выпуклые болотные массивы с центральными озерами, расположенными в эпицентрах выпуклости болотных массивов (рис. 27 а);

2) болотные массивы с единичными крупными озерами, расположенными на склоновой части массива (рис. 27 б, в, г);

3) различные формы строго ориентированных грядово-озерных комплексов, представляющих по существу грядово-озерные или болотные микроландшафты ленточногрядовой структуры (рис. 28 а);

4) неориентированные грядово-озерковые комплексы, представляющие регрессивные стадии в развитии центральных частей крупных болотных массивов (рис. 28 в);

5) неориентированные или слабоориентированные болотно-озерные комплексы (рис. 8, 28 б) с озерами крупных размеров, разделенными между собой сравнительно узкими перемычками торфяной залежи с соответствующей растительностью.

Среди второго типа озерно-болотных комплексов необходимо различать несколько разновидностей по гидродинамическим харак-

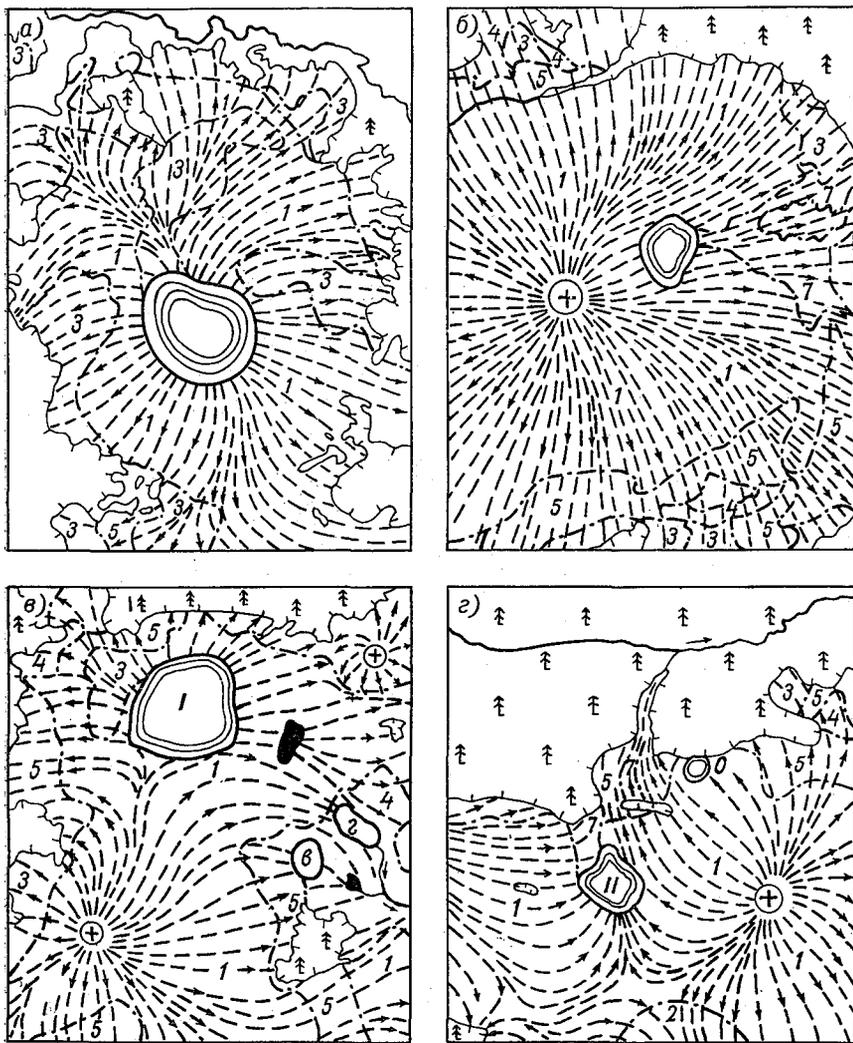


Рис. 27. Основные типы озерно-болотных комплексов с единичными внутриболотными озерами.

*а* — озеро в эпицентре расхождения потока, *б* — озеро на склоновой части массива в параллельнострейном потоке, *в* — озеро (I) на склоновой части массива в расходящемся потоке, *г* — озеро (II) на склоновой части массива в сходящемся потоке, озеро (O) на контакте с суходолом, + — эпицентры расхождения потока; остальные усл. обозначения см. на рис. 7, 8, 9.

теристикам потока (в деятельном слое болот), на фоне которого располагаются: озера, расположенные в местах расходящегося или параллельно-струйного потока, и озера, расположенные в местах сходящегося (концентрирующегося) потока. В обоих случаях озера имеют различные воднобалансовые характеристики. Разновидностью второго типа являются также случаи, когда озера в болотных массивах располагаются на их краях: на границе торфяной залежи с минеральными берегами или с минеральными внутриболотными

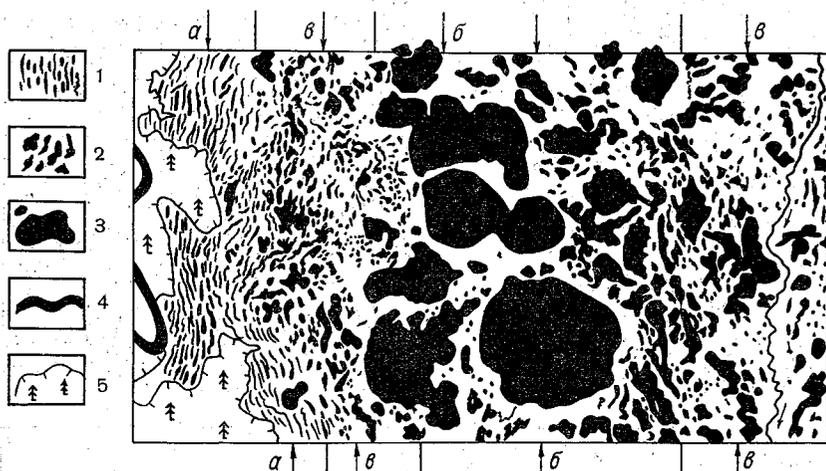


Рис. 28. Основные типы озерно-болотных комплексов с массовым количеством озер, составляющие единую болотно-озерную систему.

*а* — ориентированные грядово-озерные комплексы ленточногрядовой структуры, занимающие краевые участки системы; *б* — озерно-болотные комплексы центральных водораздельных частей системы; характерные для крупнейших озерно-болотных систем севера Западно-Сибирской равнины; *в* — неориентированные и слабо ориентированные грядово-озерные комплексы. 1 — грядово-озерные комплексы ориентированные, 2 — озера неориентированных комплексов, 3 — крупные озера, 4 — река, 5 — границы с суходолами.

островками (рис. 27 г). Происхождение этих комплексов обусловлено подпором и скоплением стекающих с болотного массива вод к его границам с суходольными берегами и подъемом уровня воды по мере роста толщины торфяника и повышения поверхности болота. При этом в одних случаях озера могли существовать еще до начала торфообразования, а в процессе торфонакопления увеличивалась лишь глубина и изменялась форма акватории, а в других — озера зарождались в период перехода болотного массива в стадию автогенеза, т. е. когда образовывалась выпуклая форма поверхности массива. Последняя разновидность озер свойственна только болотным массивам с выпуклой формой поверхности котловинного залегания.

Широкое распространение болотно-озерных комплексов особенно характерно для северных районов лесоболотной зоны Западной Сибири.

На рис. 8 и 28 представлены типичные структуры болотного ландшафта с неориентированным болотно-озерным комплексом, располагающимся в центральных частях сплошь заболоченных пространств Сургутского Полесья. По мере перехода от центральных частей междуречных регионов к территориям, примыкающим к речным руслам, внутриболотные водоемы постепенно приобретают определенную ориентацию и на склоновой части болотных систем переходят в вытянутые перпендикулярно линиям тока озера грядово-озерных микроландшафтов.

В табл. 18 приведена общая характеристика заболоченности крупных речных бассейнов северных районов Западной Сибири, а также число внутриболотных озер, их суммарная площадь и средние размеры. В подсчет числа внутриболотных озер не вошли водоемы площадью  $< 0,5$  га, а также мочажины с открытой водной поверхностью грядово-озерковых комплексов. Таким образом, доля суммарной открытой водной поверхности на болотах выше процента озерности болот, приводимого в табл. 18, и может составлять более 50% всей площади, занимаемой болотными системами.

Анализ структуры озерно-болотных комплексов показывает, что невозможно установить строгие границы между категорией водоемов, представляющих собой болотные мочажины с открытой водной поверхностью в ориентированных грядово-озерковых комплексах, и водоемами более крупных размеров, имеющих площади, измеряемые десятками и сотнями гектаров. Последние, в свою очередь, располагаются на территории болота среди еще более крупных водоемов, площади которых измеряются десятками квадратных километров. На первый взгляд такой озерно-болотный ландшафт представляется как хаотическое нагромождение озерных водоемов всех размеров, разделенных между собой лишь узкими торфяными перемычками с болотной растительностью верхового типа. Однако при более внимательном изучении структуры такого ландшафта нетрудно увидеть, что наиболее крупные озера тяготеют к центральным частям междуречных регионов. По мере приближения к рекам размеры озер становятся все меньше и меньше, а вблизи рек они приобретают ярко выраженную удлиненную форму с упорядоченным расположением длинной оси (перпендикулярно общему направлению стока) и далее переходят в обычные грядово-озерковые болотные микроландшафты. Такая закономерность в морфологии озерно-болотных комплексов наблюдается везде, где они составляют господствующий тип болотных образований, и, в частности, в бассейнах рек, характеристика которых представлена в табл. 18.

Изучение строения озерно-болотных комплексов, проведенное Западно-Сибирской экспедицией ГГИ в 1963—1972 гг., показало, что все обследованные внутриболотные озера самых различных размеров, от доли гектара до десятков квадратных километров, представляют собой в большинстве случаев весьма мелкие водоемы, чаша которых располагается целиком в торфяной залежи. Под дном озер залегают верховые сфагновые торфа, толщина

## Общая заболоченность и характеристика озерности на болотах северной части лесоболотной зоны Западно-Сибирской равнины

Бассейн реки (до устья)	Площадь, км <sup>2</sup>		Заболоченность бассейна, %	Озерность болот, %	Общее число озер на болотах с площадью > 0,5 га	Плотность озер <sup>1</sup>	Средний размер озер, га
	водосбора	болот					
I. Сургутское Полюсье							
Тром-Юган	56 300	36 000	64	18,9	69 320	1,92	9,9
Аган	31 900	18 200	57	17,8	40 490	2,46	8,0
Пим	11 600	9 700	84	25,4	22 330	2,30	11,1
Лямин	15 900	12 200	77	19,4	28 830	2,36	8,2
II. Бассейн рек Назыма и Казыма							
Назым	11 500	3 740	33	8,0	3 890	1,04	7,7
Казым	35 600	10 500	30	10,4	14 840	1,41	8,1
III. Район левобережья Оби к югу от широтного участка реки							
Большой Юган	34 200	11 200	33	3,8	6 660	0,60	6,3
Малый Юган	9 970	2 770	28	3,8	2 020	0,73	5,2
Большой Салым	15 900	7 450	47	4,6	4 770	0,64	7,1
Тургас	12 700	5 650	45	2,8	1 740	0,31	9,1
Демьянка	34 400	18 500	54	4,3	11 690	0,63	6,8
IV. Бассейны рек Конды и Северной Сосьвы							
Конда — устье	72 900	36 600	53	8,3	22 020	0,57	15
Мульмыя (Мутом) — устье	7 700	3 200	41,5	13,0	3 320	1,04	12
Супра — устье	1 660	460	28	3,9	300	0,66	6
Большой Тетер — устье	1 100	800	72	14,1	470	0,59	24
Сеуль — устье	3 760	1 470	39,5	6,8	430	0,29	23
Ендырь — устье	3 940	1 170	30	4,1	225	0,19	17
Северная Сосьва — устье	97 300	12 500	13	2,7	3 360	0,31	8,9
V. Бассейны рек Вах и Тым							
Тым — устье	32 520	9 270	28	2,6	3 810	0,41	6,3
Вах — устье	75 360	29 030	38	9,3	33 990	1,17	7,8

<sup>1</sup> Число озер на 1 км<sup>2</sup> площади болота.

которых составляет обычно несколько метров (2—3 м и более), а средние глубины озер — 1,5—2,0 м. Лишь среди озер небольших размеров и озеровидных мочажин встречаются наиболее глубокие (до 4,5—5,0 м).

Рельеф поверхности минеральных пород, подстилающих торфяную залежь под озерами, совершенно не отражает рельефа чаши водоемов в торфе. Как видно из рис. 29, они представляют собой понижения с ровным горизонтальным дном и вертикальными торфяными стенками. Рельеф подстилающих минеральных пород под озерами часто имеет выпуклую форму или уклон в одну сторону.

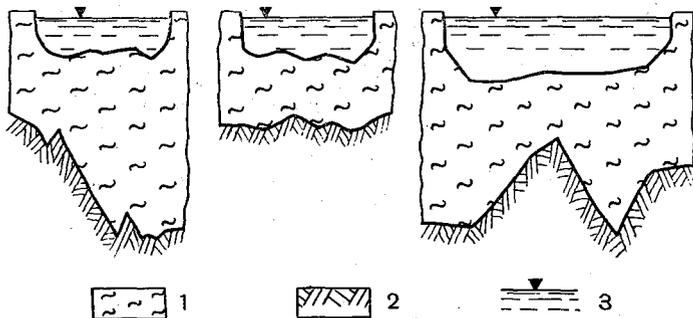


Рис. 29. Характерные профили внутриболотных озер крупных озерно-болотных систем.

1 — торфяная залежь, 2 — минеральный грунт, 3 — уровень воды в озере.

Таким образом, имеются все основания считать, что внутриболотные озера в подобных озерно-болотных комплексах представляют собой в большинстве случаев водоемы вторичного происхождения, образовавшиеся в процессе накопления на минеральных грунтах органической породы — торфа, и что, следовательно, причины формирования таких внутриболотных озер, их форм, размеров и расположения в болотных системах следует искать в закономерностях развития самих болотных систем (см. гл. 4).

Для любого произвольно выбранного озерного водоема (рис. 30), находящегося в устойчивом состоянии, должно быть справедливо следующее, записанное в наиболее общей форме уравнение водного баланса, отнесенное к некоторому достаточно длительному промежутку времени <sup>1</sup>

$$\bar{Q}_n + \bar{p}_w = Q_c \quad (3.39)$$

<sup>1</sup> Вопрос о «достаточно длительном» промежутке времени не прост и, вообще говоря, связан с проблемой устойчивости внутриболотных озер по отношению к длительным (многолетним) циклам периодических колебаний водности. Пока под средними значениями будем подразумевать средние многолетние величины за период, охватывающий несколько многолетних циклов колебания водности, или в пределе — нормы этих величин (без учета общей направленности изменений климата).

где  $\omega$  — площадь водной поверхности озера;  $\bar{Q}_{\Pi}$  — суммарный средний расход горизонтального притока в озеро (или так называемое внешнее питание озера);  $\bar{Q}_c$  — суммарный средний расход горизонтального стока из озера (внешний сток из озера);  $\bar{p}$  — средняя интенсивность внутреннего (вертикального) водообмена на единицу площади акватории озера, представляющая собой алгебраическую сумму средних интенсивностей осадков  $\bar{p}_o$ , испарения  $\bar{p}_и$  и верти-

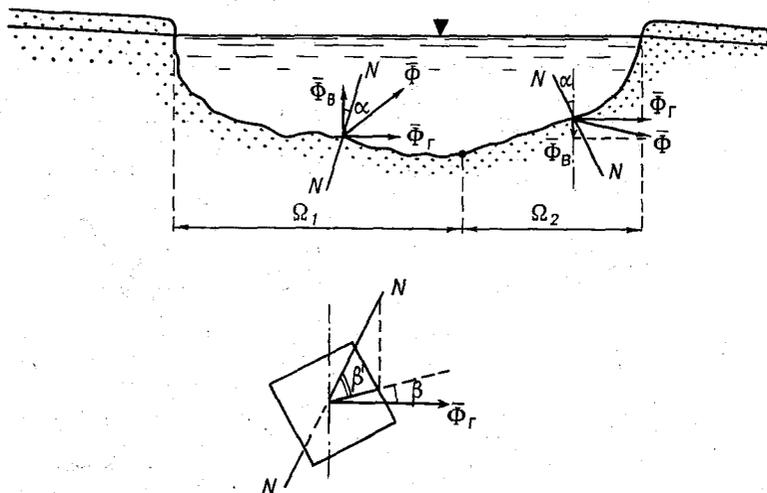


Рис. 30. Обозначения к уравнению водного баланса внутриболотных озер.

кального водообмена через поверхность дна озера  $\bar{p}_{ГР}$  (на единицу площади акватории озера):

$$\bar{p} = \bar{p}_o - \bar{p}_и \pm \bar{p}_{ГР}. \quad (3.40)$$

Обратим внимание, что уравнения (3.39) и (3.40) по своему виду вполне аналогичны уравнениям (2.61) и (2.64), выражающим водный баланс болотных массивов.

Условимся, что знак (+) при  $\bar{p}_{ГР}$  будет означать вертикальный приток в водоем из подстилающих грунтов и знак (—) — потери на вертикальную инфильтрацию в подстилающие грунты.

Раскроем значения величин, входящих в уравнение (3.39), для самого общего случая озерного водоема (см. рис. 30).

Интенсивность фильтрации (т. е. фильтрационный расход на единицу площади дна озера, который обозначим вектором  $\bar{\Phi}$ ) в каждой точке дна разложим на горизонтальную  $\bar{\Phi}_Г$  и вертикальную  $\bar{\Phi}_В$  составляющие. Тогда суммарный вертикальный расход че-

рез всю поверхность чаши озера ниже уреза воды выразится величиной

$$\bar{p}_{гр}\omega = \int_{\Omega_1} \bar{\Phi}_B \cos \alpha d\Omega - \int_{\Omega_2} \bar{\Phi}_B \cos \alpha d\Omega, \quad (3.41)$$

где  $\Omega_1$  — область положительного питания через поверхность дна озера;  $\Omega_2$  — область отрицательного питания (т. е. потерь на инфильтрацию через поверхность дна озера);  $\alpha$  — угол между вертикалью и направлением нормали к поверхности дна в каждой точке дна озера;  $d\Omega$  — элемент поверхности дна. Величины  $\bar{\Phi}_B$  и угол  $\alpha$  в общем случае являются функциями положения точки на поверхности дна озера.

Суммарный горизонтальный расход через поверхность дна чаши озера выразится величиной

$$\bar{Q}_п - \bar{Q}_с = \int_{\Omega'_1} \bar{\Phi}_r \cos \beta \cos \beta' d\Omega - \int_{\Omega'_2} \bar{\Phi}_r \cos \beta \cos \beta' d\Omega, \quad (3.42)$$

где  $\Omega'_1$  и  $\Omega'_2$  — части площади поверхности дна озера, через которые осуществляется соответственно горизонтальный приток и отток воды;  $\beta$  — угол между вектором горизонтальной составляющей фильтрации и направлением нормали к элементу поверхности дна в горизонтальной плоскости;  $\beta'$  — угол между вектором горизонтальной составляющей фильтрации и направлением нормали элемента в вертикальной плоскости.

Обратим внимание на то, что в общем случае граница, отделяющая область дна с горизонтальным притоком  $\Omega'_1$  от области дна с горизонтальным стоком  $\Omega'_2$  не совпадает с границей, разделяющей области вертикального притока и стока  $\Omega_1$  и  $\Omega_2$ .

Учитывая соотношение (3.40), подставим выражения (3.41) и (3.42) в уравнение (3.39). При этом получим

$$\int_{\Omega_1} \bar{\Phi}_r \cos \beta \cos \beta' d\Omega + (\bar{p}_o - \bar{p}_н) \omega + \int_{\Omega_1} \bar{\Phi}_B \cos \alpha d\Omega - \int_{\Omega_2} \bar{\Phi}_B \cos \alpha d\Omega = \\ = \int_{\Omega_2} \bar{\Phi}_r \cos \beta \cos \beta' d\Omega. \quad (3.43)$$

Для мелководных озер с пологим дном смоченная поверхность дна озера  $\Omega$  мало отличается от площади акватории озера  $\omega$ , которая представляет собой проекцию  $\Omega$  на горизонтальную плоскость. Поэтому для таких озер, приближенно, но с достаточной точностью, можно положить  $\Omega \cong \omega$ .

Кроме того, учитывая, что во всех точках поверхности дна  $\Omega$ , где уклон дна мал (за исключением прибрежной зоны), угол  $\alpha$  близок к  $0^\circ$  и  $\cos \alpha \cong 1$ , т. е. можно считать, что области вертикального водообмена  $\Omega_1 \cong \omega_1$  и  $\Omega_2 \cong \omega_2$ .

Соответственно этому в этих же частях акватории ( $\omega_1$  и  $\omega_2$ ) угол  $\beta'$  близок к  $90^\circ$  ( $\cos 90^\circ = 0$ ), и поэтому горизонтальный обмен

в них можно считать близким к нулю. При этом область горизонтального стока и притока будет лишь смоченная поверхность дна озера, примыкающая непосредственно к береговому контуру, где дно имеет большой уклон и  $\cos \beta'$  — соответствующие большие значения.

Для озер, располагающихся внутри болотных массивов, характерны обрывистые берега с вертикальными стенками, сложенными торфом, и плоское, с малыми уклонами, дно. В этих условиях областью горизонтального водообмена озера являются вертикальные стенки берегового контура (для которых  $\beta' = 0^\circ$  и  $\cos \beta' = 1$ ), а площадь поверхности горизонтального водообмена приблизительно равна средней глубине озера  $H_{\text{ср}}$ , умноженной на длину берегового контура  $L$ .

Учитывая эти морфологические особенности внутриболотных озер и обозначая контур горизонтального притока  $L_1$  и контур горизонтального стока  $L_2$ , уравнение водного баланса (3.43) для них можно представить в следующем виде:

$$\oint_{L_1} \bar{\Phi}_r \cos \beta d(H_{\text{ср}}L) + (\bar{p}_o - \bar{p}_n) \omega + \int_{\omega_1} \bar{\Phi}_B d\omega - \int_{\omega_2} \bar{\Phi}_B d\omega = \\ = \oint_{L_2} \bar{\Phi}_r \cos \beta d(H_{\text{ср}}L). \quad (3.44)$$

Так как  $H_{\text{ср}}$  — величина постоянная по контуру, и полагая

$$\cos \beta dL = dl; \quad \bar{\Phi}_r = \bar{q}; \quad \int_{\omega_1} \bar{\Phi}_B d\omega - \int_{\omega_2} \bar{\Phi}_B d\omega = \bar{p}_{\text{гр}} \omega,$$

получаем воднобалансовое уравнение в следующем виде:

$$\oint_{L_1} \bar{q} dl + (\bar{p}_o - \bar{p}_n + \bar{p}_{\text{гр}}) \omega = \oint_{L_2} \bar{q} dl, \quad (3.45)$$

где  $\bar{q}$  — проточность (или расход на единицу длины спроектированного контура) в примыкающих к контуру озера болотных микроландшафтах, равная для торфяной залежи болот средней горизонтальной проточности в деятельном горизонте и представляющая в общем случае функцию положения точки на контуре озера.

При этом следует заметить, что величина средней интенсивности грунтового вертикального водообмена озера  $\bar{p}_{\text{гр}}$  представляет собой отнесенную к единице площади озера суммарную величину вертикального водообмена, не отражающую распределение инфильтрации и эксфильтрации по поверхности дна озера.

Учитывая равенство (3.40), последнее уравнение для внутриболотных озер можно также записать в виде

$$\oint_{L_1} \bar{q} dl + \bar{p} \omega = \oint_{L_2} \bar{q} dl. \quad (3.46)$$

Уравнение баланса озера, записанное в виде (3.46), устанавливает связь между гидрологическими условиями существования внутриводоемных озер и их морфологическими свойствами. Действительно, покажем это вначале на некоторых простейших примерах.

Пусть задана средняя интенсивность внутреннего питания озера  $\bar{p}$ , что при отсутствии внутреннего вертикального водообмена с грунтами ложа озера определяется только климатическими условиями: нормой осадков и нормой испарения с водной поверхности.

Рассмотрим вначале простейший случай, когда береговой контур озера заключен в одном и том же болотном микроландшафте. В этом случае, очевидно, поскольку  $\bar{q} = \text{const}$ , уравнение (3.46) может быть записано в виде

$$\bar{q}l_1 + \bar{p}\omega = \bar{q}l_2, \quad (3.47)$$

откуда следует, что разность длин спроектированных береговых контуров вытекания (стока) и втекания (притока) должна определяться соотношением

$$l_2 - l_1 = \frac{\bar{p}}{\bar{q}} \omega, \quad (3.48)$$

а площадь озера  $\omega$  соответственно выражением

$$\omega = (l_2 - l_1) \frac{\bar{q}}{\bar{p}}. \quad (3.48')$$

Из уравнений (3.48) и (3.48') следует, что озеро внутри одного болотного микроландшафта в зоне избыточного увлажнения может существовать в том случае, если контур вытекания  $l_2$  больше контура втекания  $l_1$  на величину  $\frac{\bar{p}}{\bar{q}} \omega$ . Как видно из уравнения (3.48), разность длин береговых контуров стекания и втекания возрастает с увеличением внутреннего питания  $\bar{p}$ , т. е. с ростом увлажненности климата, с уменьшением проточности  $\bar{q}$  окружающего микроландшафта и увеличением площади озера  $\omega$ . Таким образом, размеры (площадь) озера, соотношение длин приточной и сточной части его берегового контура, климатические условия и тип окружающего болотного микроландшафта являются однозначно связанными характеристиками, определяемыми соотношением (3.48). Это соотношение и назовем воднобалансовым критерием для внутриводоемных озер, которое в данном случае написано для наиболее простых условий.

Из уравнения (3.48') легко видеть, что каждому размеру озера ( $\omega$ ), расположенного в данных климатических условиях ( $\bar{p}$ ) среди определенного типа болотного микроландшафта ( $\bar{q}$ ), должно соответствовать строго определенное соотношение длин береговых контуров втекания и вытекания.

Нарушение этого соотношения должно приводить к неустойчивости всей системы озерно-болотного комплекса, а именно: либо к изменению окружающего болотного микроландшафта (т. е. в данном случае его проточности), либо к изменению размеров озера или величины его внутреннего питания. Так как этот вопрос специально будет рассматриваться ниже, то пока ограничимся лишь этим небольшим замечанием.

Зависимости (3.45) и (3.47)—(3.48') дают, очевидно, возможность решать и обратную задачу. По данным аэрофотосъемки непосредственно определяются значения площади озера и длины спроектированных контуров втеkania и вытекания. Если значение внутреннего питания  $\bar{p}$  определяется только климатическими условиями и его можно вычислять как разность между нормами осадков и испарения с водной поверхности для данного района и размера водоема, то, подставляя эти данные в формулу (3.48), легко вычислить среднюю проточность  $\bar{q}$  болотного микроландшафта, в котором располагается озеро, т. е., зная лишь морфометрические характеристики озера (площадь озера и его береговой контур, спроектированный по сетке линий стекания), можно получить среднюю проточность окружающего болотного микроландшафта.

Это особенно важно, когда по материалам аэрофотосъемки анализируются условия формирования и изучаются физические свойства озерно-болотных ландшафтов, расположенных в неисследованных болотных и малодоступных районах, где фильтрационные и другие физические характеристики болотных микроландшафтов непосредственно, т. е. экспериментальным путем, не изучались, а также не изучены и типы болотных микроландшафтов.

В этом случае внутриболотные озера служат своеобразным индикатором, по которому можно определить либо разность контуров (областей) питания и стока озера, либо проточность окружающего болотного микроландшафта, внутри которого залегает озеро (если известен баланс внутреннего питания  $\bar{p}$ ), либо, наконец, величину вертикального водообмена самого озера по известным характеристикам окружающего микроландшафта, располагая для этого аэрофотосъемкой и общеклиматическими гидрологическими данными.

Наиболее важной практической задачей является установление грунтового питания озера  $\bar{p}_{гр}$ , так как эта величина практически не поддается измерениям и непосредственным определениям. Для вычисления  $\bar{p}_{гр}$  из соотношения (3.48) с учетом уравнения (3.40) получаем:

$$\bar{p}_{гр} = \frac{\bar{q}(l_2 - l_1)}{\omega} + \bar{p}_и - \bar{p}_о. \quad (3.49)$$

Этот простейший пример показывает, что использовать «индикаторные» свойства внутриболотных озер можно для решения раз-

личных вопросов (в зависимости от поставленной задачи) и, в том числе, для анализа условий образования и развития озерно-болотных комплексов.

Рассмотрим теперь более сложный и наиболее часто встречающийся случай, когда озеро залегает среди нескольких различных типов болотных микроландшафтов.

В этом случае, согласно уравнению (3.45), переходя к конечным разностям, можно написать:

$$\bar{p} = \bar{p}_0 - \bar{p}_n + \bar{p}_{\text{пр}} = \frac{\sum_1^n \bar{q}_i l_i - \sum_1^m \bar{q}_j l_j}{\omega}, \quad (3.50)$$

где  $n$  — число различных микроландшафтов, примыкающих к контуру стока;  $m$  — то же, примыкающих к контуру притока.

Введем понятие приведенной, или средней по контуру, проточности для контуров притока и стока озера. На основании выражения (3.22) имеем:

$$\bar{q}_{\text{пр}} = \frac{\sum_1^m \bar{q}_j l_j}{\sum_1^m l_j}, \quad (3.51)$$

$$\bar{q}_{\text{ст}} = \frac{\sum_1^n \bar{q}_i l_i}{\sum_1^n l_i},$$

где  $\sum_1^n l_i = l_{\text{ст}}$  — длина спроектированного контура стока;  $\sum_1^m l_j = l_{\text{пр}}$  — длина спроектированного контура притока.

Тогда зависимость (3.50) сведется к простому выражению, аналогичному (3.47):

$$\bar{p} = \frac{\bar{q}_{\text{ст}} l_{\text{ст}} - \bar{q}_{\text{пр}} l_{\text{пр}}}{\omega} = \frac{\Delta(\bar{q}l)}{\omega}. \quad (3.52)$$

Обозначим баланс внутреннего питания озера  $\bar{p}_*$  и соответствующую ему площадь озера  $\omega_*$  в случае, когда  $\bar{p}_{\text{пр}} = 0$ . Тогда, согласно уравнению (3.52),

$$\omega_* = \frac{\Delta(\bar{q}l)}{\bar{p}_*}. \quad (3.53)$$

При наличии грунтового водообмена

$$\omega = \frac{\Delta(\bar{q}l)}{\bar{p}}. \quad (3.54)$$

Деля равенство (3.53) на (3.54), получаем

$$\bar{p} = \frac{\omega_* \bar{p}_*}{\omega} \quad (3.55)$$

или, так как  $\bar{p} = \bar{p}_o - \bar{p}_и + \bar{p}_{гр}$ ,

$$\bar{p}_{гр} = \left( \frac{\omega_*}{\omega} - 1 \right) \bar{p}_* \quad (3.56)$$

Таким образом, если известен непрерывный вычисленный ряд площадей индикаторных озер  $\omega_*$  для различных значений разностей  $\Delta(\bar{q}l)$  и  $(\bar{p}_o - \bar{p}_и) = \bar{p}$ , определить вертикальный грунтовый водообмен для озера данного размера  $\omega$  можно весьма легко по выражению (3.56). При этом в данных климатических условиях внутриболотные озера с площадью  $\omega < \omega_*$  должны иметь положительный грунтовый водообмен, т. е. грунтовое питание, а при  $\omega = \omega_*$  — отрицательный, т. е. потери на вертикальную инфильтрацию в подстилающие грунты. Площади озер  $\omega_*$ , соответствующие внутреннему питанию  $\bar{p}_* = \bar{p}_o - \bar{p}_и$  и условию  $\bar{p}_{гр} = 0$ , при данной разности внешнего водообмена  $\Delta(\bar{q}l)$  логично назвать критическими значениями площадей, отклонение от которых фактических размеров озер обязательно должно сопровождаться либо появлением внутреннего грунтового водообмена (в общем случае разных знаков), либо появлением внешнего водообмена в виде русловой приточности или руслового стока, либо сменой структуры и состава фитоценозов на окружающих озеро микроландшафтах, т. е. изменением типов болотных микроландшафтов и соответственно водопрпускной способности деятельного горизонта.

Очевидно, что в тех случаях, когда известно об отсутствии внутреннего грунтового вертикального водообмена в озере ( $\bar{p}_{гр} = 0$ ) и отсутствует русловой внешний водообмен, такое замкнутое внутри болота озеро должно удовлетворять воднобалансовому критерию (3.53) или (3.47), в случае залегания в однородном микроландшафте. Отклонение фактической площади озера от критической ( $\omega_*$ ), например в сторону ее увеличения ( $\omega > \omega_*$ ), будет означать, что данная акватория озера недостаточна по размерам для уменьшения путем испарения количества выпадающих осадков до той величины, которая может быть пропущена по деятельному горизонту окружающих микроландшафтов при нормальных для них уровнях воды. А это означает, что в этом случае сток воды из озера по деятельному горизонту должен происходить при повышенных уровнях по сравнению с нормальными для данных типов микроландшафтов. Следовательно, будут нарушены условия развития и существования соответствующих растительных ассоциаций, и последние будут либо сменяться растительными ассоциациями, обладающими деятельным горизонтом с большей прпускной способностью, либо, в случае невозможности такой смены и постоянной деградации растительности от переувлажнения, площадь озера

начнет непрерывно расширяться, пока не сформируется русловой поверхностный сток и вся система не придет к новому устойчивому состоянию.

Аналогичные процессы, но в обратном направлении, протекают в том случае, когда площадь озера оказывается меньше той величины, которая требуется по воднобалансовому критерию.

При этом озеро начнет интенсивно зарастать с берегов и его акватория сократится до размеров, соответствующих устойчивому состоянию системы.

Вычисления, произведенные для внутриболотных озер озерно-болотных комплексов различных типов (см. табл. 19), показывают, что в очень многих случаях, и особенно для выпуклых болотных массивов с центральными озерами, размеры последних полностью соответствуют критическим, т. е. такие системы находятся в квазиустойчивом состоянии по отношению к современным климатическим условиям и окружающим их микроландшафтам при наличии только атмосферного питания и отсутствии грунтового водообмена. Однако в не меньшем числе случаев, мы встречаемся с внутриболотными озерами, площадь которых сильно отклоняется от воднобалансового критерия (3.52), в частности, в сторону превышения критической площади. Такие озера, согласно соотношению (3.56), в зоне избыточного увлажнения должны иметь либо большие потери на вертикальную инфильтрацию в подстилающие минеральные породы, либо внешний русловой водообмен, т. е. вытекающие из них ручьи, либо, наконец, находятся в данный период своего развития в неустойчивом состоянии, имея нарушенный режим уровней грунтовых вод в окружающих микроландшафтах.

В табл. 19 приведены результаты расчета водообмена внутриболотных озер для различных районов лесной зоны, при разных условиях залегания озер в болотных системах. При расположении озер в эпицентрах выпуклостей рельефа болотных мезоландшафтов они имеют только внутреннее питание и не имеют внешнего притока. Соответственно этому, в графе «средний горизонтальный водообмен» отсутствуют цифры, характеризующие приток. Во всех остальных случаях расположения озер в болотных системах разность величин горизонтального притока и стока должна выражать суммарный внутренний водообмен озера. Величина несовпадения этих значений с разностью климатической нормы осадков и испарения выражает либо потери из озера в подстилающие слои грунта, либо питание из них.

Рассматривая с этих позиций результаты расчетов, приведенные в табл. 19, важно отметить, что как на Европейской равнине, так и на Западно-Сибирской низменности широко распространены внутриболотные озера, имеющие потери в подстилающие торфяную залежь грунты. Это характерно особенно для районов залегания болотных массивов на песчаных отложениях, как это имеет место, например, в бассейнах рек Лямина, Пима, Тром-Югана; и гораздо реже встречаются такие случаи при залегании массивов на слабо проницаемых грунтах.

Таблица 19  
 Водообмен в болотных системах водораздельного и водораздельно-склонового залегания  
 зоны избыточного увлажнения

№ по порядку	Положение озера в болотно-озерном комплексе	Площадь озера (измеренная), км <sup>2</sup>	Типы болотных микроландшафтов, прилегающих к берегам озера				Среднее значение проточности, л/(с·км <sup>2</sup> )	Средний горизонтальный водообмен озера через деятельный горизонт, л/с		Площадь озера (вычисленная), км <sup>2</sup>	Отношение расхода воды (вычисленной) к площади озера, %	Средний годовой водообмен озера с грунтовыми дна и торфяной залежью, мм/год	
			тип	% град	% мочажин	приток		сток	потери			питание	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Европейская часть СССР													
1	В эпицентре выпуклости массива (рис. 27 а)	0,6	I	—	—	1,35	—	4,35	0,68	+13	—	28	
2	То же	1,57	II	60	40	3,10	—	—	1,85	+18	—	36	
3	"	1,08	III	50	50	3,45	50	11,76	1,04	-4	-7	—	
4	"	0,09	IV	50	50	3,45	50	6,63	0,15	—	—	136	
5	"	0,68	V	70	30	1,40	20	—	0,78	+15	—	30	
6	"	0,08	VI	80	20	1,85	20	4,96	0,21	+162	—	320	
7	Единичное озеро на склоновой части массива (рис. 27 б)	0,09	VI	90	10	1,20	10	—	0,04	-55	-120	—	
8	То же	0,09	IV	80	20	1,86	20	0,49	0,09	0	0	0	

9	"	0,06	IV VI	80	20	1,85 2,50	0,52	0,84	0,05	-17	-32	-
10	"	0,48	IV VI	90	10	1,20 2,50	0,63	2,87	0,35	-27	-55	-
11	"	0,56	IV VI	80	20	1,85 2,50	0,54	3,68	0,49	-12	-24	-
12	"	0,06	IV VI	90	10	1,20 2,50	0,26	0,85	0,09	+50	-	100
13	"	0,16	I VII	-	-	0,70 2,50	0,18	0,58	0,06	-62	-121	-
14	"	0,03	II	50	50	3,45	0,31	0,52	0,03	0	0	0
15	"	1,28	IV V	50	50	2,50 2,50	0,38	7,85	1,18	-8	-16	-
16	"	0,10	II IV	70 60	30 40	1,4 2,25	0,62	1,18	0,09	-11	-24	-
17	"	0,69	VI	-	-	1,00	2,52	5,50	0,47	-25	-51	-
18	"	0,25	III III	60 40	20 60	0,80 2,00	0,38	1,56	0,19	-24	-51	-
19	Озеро на границе двух вышуклых мезоландшафтов	0,03	IV II	80 50	20 50	1,85 3,45	0,56	0,69	0,02	-33	-63	-

Западная Сибирь. Бассейны рек: Лямина, Пяма, Тром-Югана, Агана

20	Водораздельные	1,62	VIII	50	50	6,05	-	20,0	2,52	56	-	139
21	"	2,05	VIII	50	50	6,05	-	30,0	3,77	84	-	210
22	На склонах с рас- ходящимся по- током	0,69	VIII	50	50	6,05	6,54	7,08	0,07	-90	225	-
23	То же	0,56	VIII	50	50	6,05	5,20	6,05	0,11	-80	202	-

№ по порядку	Положение озера в болотно-озерном комплексе	Площадь озера (измеренная), км <sup>2</sup>	Типы болотных микроландшафтов, прилегающих к берегам озера			Среднее значение проточности, л/(с·км)	Средний горно-зональный водообмен озера через деятельный горизонт, л/с		Площадь озера (вычисленная), км <sup>2</sup>	Отношение расхода воды к площади (вычисленной и измеренной), %	Средний годовой водообмен озера с грунтами дна и торфяной залежью, мм/год	
			тип	% гряд	% мозаики		приток	сток			потери	питание
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
24	На склонах с расходящимся потоком	0,14	VI	—	—	1,0	0,40	1,20	0,10	—29	70	—
25	То же	0,08	IV	50	50	2,5	11,0	12,0	0,19	62	—	140
26	"	0,09	VIII	50	50	6,05	0,25	0,56	0,04	—56	142	—
27	"	0,06	VII	50	50	2,5	0,99	1,24	0,03	—50	119	—
28	"	0,166	II	53	47	3,1	1,40	1,63	0,03	—81	205	—
29	"	0,22	VIII	50	50	6,05	2,73	3,24	0,06	—73	177	—
30	"	0,15	VIII	50	50	6,05	3,12	3,33	0,03	—80	206	—
31	"	0,19	IV	80	20	1,75	1,05	2,02	0,12	—37	89	—
32	"	1,44	II	53	47	3,10	10,6	18,3	0,97	—33	81	58
33	"	0,90	VIII	50	50	6,05	5,75	14,55	1,11	23	—	—
34	"	0,28	VIII	53	47	3,1	2,23	3,09	0,11	—61	153	—
35	"	0,47	VIII	50	50	6,05	3,94	6,95	0,38	—19	48	—
36	"	1,09	VIII	50	50	6,05	6,05	7,75	0,31	—81	201	—
37	"	0,12	VIII	50	50	6,05	2,72	3,02	0,04	—67	171	—
38	"	1,34	VIII	50	50	6,05	10,9	14,5	0,46	—66	165	—
39	"	0,38	VIII	50	50	6,05	6,05	7,56	0,19	—50	125	—
40	"	0,69	VIII	50	50	6,05	0,27	1,33	0,13	—81	200	—
41	"	1,39	Ia	80	90	1,50	8,77	16,77	0,95	—32	79	—
			III	—	—	0,80						
			II	—	—	4,0						
			VIII	50	50	6,05						



Проводя элементарную оценку возможных погрешностей результатов расчета по зависимостям (3.51, (3.52) и (3.56), определяемых главным образом точностью принимаемых в расчет значений средней многолетней проточности  $\bar{q}$  для различных микроландшафтов, можно показать, что получаемые значения грунтового водообмена менее 40—50 мм/год (по абсолютной величине) лежат в пределах точности расчета. Поэтому все случаи, приведенные в табл. 19, для которых средний годовой водообмен озер с грунтами получился меньше 50 мм/год, следует отнести к условиям, при которых наличие или отсутствие водообмена надежно установить этим методом трудно.

Рассматривая с этих позиций результаты расчета, озера № 1—3, 5, 8, 9, 11, 14—16, 35, 42, 43, 45—47, 49—52 можно отнести к группе внутриболотных озер без грунтового водообмена. Остальные относятся к озерам со значительной величиной водообмена и в большинстве своем показывают наличие потерь в подстилающие грунты.

В то же время встречаются и такие результаты расчета, которые при водораздельном положении озер в болотной системе говорят о наличии питания их из подстилающих грунтов. Это озера № 4, 6, 12, 20, 21. Так как предположение о наличии выхода напорных грунтовых вод в водораздельные внутриболотные озера крайне маловероятно, то нужно считать, что эти случаи относятся к озерам, акватории которых были так или иначе нарушены эрозийными процессами, и уровни воды в них оказались сниженными, благодаря чему действительный горизонтальный сток из них по деятельному слою окружающих микроландшафтов оказывается меньше расчетного, вычисленного по средней проточности для этих микроландшафтов (см. п. 4.6). Но это несовпадение как раз и означает, что современное состояние таких озер является неустойчивым и они находятся в процессе преобразования своей акватории.

# РАСЧЕТЫ УСТОЙЧИВОСТИ БОЛОТНЫХ И БОЛОТНО-ОЗЕРНЫХ СИСТЕМ ПРИ ПРЕОБРАЗОВАНИИ И ОХРАНЕ ПРИРОДНЫХ ЛАНДШАФТОВ

### 4.1. Постановка задачи

В предыдущем изложении (см. гл. 1 и п. 2.12) болота уже рассматривались как природные образования, представляющие собой динамические геосистемы, в которых в современную геологическую эпоху идет процесс интенсивного накопления органического материала, изменяющий с течением времени биофизические свойства самих болот и определяющий их роль в физико-географических процессах [46].

Торфонакопление является, таким образом, основной функцией болотных систем и весьма ценным свойством их, как элементов ландшафта, в которых непрерывно восполняется запас органического материала на поверхности суши земного шара.

На территории нашей страны регионы, не подвергавшиеся интенсивному воздействию хозяйственной деятельности человека, еще очень велики. К ним относятся обширные заболоченные пространства севера Европейской территории СССР, Западной Сибири и многих других районов Азиатской части страны. Из всех природных естественных угодий болота благодаря своим специфическим свойствам и относительно трудной доступности до сего времени оставались элементами ландшафта, наименее затронутыми хозяйственной деятельностью человека. Однако теперь, когда общий научно-технический прогресс и средства воздействия на природную среду достигли таких масштабов, при которых всякое неосторожное и научно не обоснованное вмешательство человека в физико-географические процессы может за короткие промежутки времени изменить их направленность и вызвать необратимые отрицательные явления в географической среде, к роли болот в физико-географических процессах и к оценке их полезных свойств для среды обитания человека нужно относиться с большим вниманием. Нужно иметь возможность предвидеть какие-либо отрицательные последствия и заранее предупреждать их возникновение в процессе освоения и хозяйственного использования заболоченных территорий, рассматривая это как важное звено общей проблемы охраны и воспроизводства природных ресурсов.

В этой главе рассматривается роль главным образом гидрологических факторов и процессов водообмена в преобразовании

болотных систем, имея в виду, что вода вообще является наиболее активным веществом и важнейшим экзогенным фактором в преобразовании физико-географической оболочки Земли, а для преобразования болотных систем особенно. При этом будем основываться на общих представлениях о системах связей и адаптациях в сложных геосистемах [93, 99, 100], к которым необходимо, очевидно, относить и болота во всех формах их существования, поскольку биофизические и геофизические процессы определяют их возникновение и развитие. Для того чтобы задача была разрешима, необходимо выделить ограниченное число важнейших прямых и обратных связей между болотной системой и внешней средой и между отдельными состояниями и компонентами внутри болотной системы, определяющих ход ее развития, преобразования в структуре и изменения в ее функциях [99]. Блок-схема таких связей уже была кратко рассмотрена в п. 2.12 и приведена на рис. 20.

Такой подход дает возможность получить соответствующие рабочие схемы для количественных расчетов и оценок влияния освоения болот и хозяйственной деятельности на них на процессы водообмена, на состояние естественных ландшафтов заболоченных и окружающих их территорий.

К числу наиболее радикальных средств воздействия человека на водно-тепловой режим болот относится, как известно, осушение и искусственное регулирование их водного режима. Характер этих мероприятий и технические средства осуществления зависят от вида дальнейшего использования болот: под сельскохозяйственные угодья, торфодобычу, застройку территорий, лесомелиорацию и т. д. Во всех этих случаях на преобразованной территории создается новый искусственный, полезный для человека, ландшафт и соответствующие ему измененные водные режимы и биофизические свойства его компонентов.

Однако эти виды воздействия хозяйственной деятельности на заболоченные территории далеко не являются единственными. Такие мероприятия, как освоение и урбанизация окружающих болота территорий, расчистка речных русел, служащих водоприемниками болотных вод, гидротехническое строительство на речных системах и создание водохранилищ с подтоплением грунтовых бассейнов [42], прокладка коммуникаций (транспортных трубопроводов), дорожное строительство на болотах и т. п., ведут к коренному изменению естественных условий стекания вод с болот, изменению водного баланса обширных заболоченных территорий и соответствующим изменениям на них состояния растительного покрова и установившихся процессов торфонакопления. Такие изменения в одних случаях могут сказываться благоприятно на естественных ресурсах данной территории, в других же — приводить к необратимым отрицательным последствиям.

В предыдущих главах при рассмотрении процессов водообмена принималось, что болотные образования (мезо- и макроландшафты), их структура и физические свойства, растительный покров и его состав остаются в процессах водообмена неизменными

и не зависящими от изменения условий внешней среды — изменений многолетнего хода метеорологических явлений, изменений средних годовых прихода и расхода влаги и тепла, тектонических движений земной коры и изменений в естественном дренировании территорий. Такое состояние болотных систем в п. 2.12 было названо квазистационарным. При рассмотрении общей схемы взаимодействия (см. рис. 20) болотных систем и их отдельных элементов с факторами внешней среды это давало возможность пренебрегать некоторыми внешними входами в систему (входы 27), а другие считать неизменными граничными условиями (входы 1—4, 15, 16).

При рассмотрении воздействия на болотные массивы изменений в их водном режиме такой подход недостаточен. Любые изменения, вносимые в процесс водообмена на болотных массивах человеком, следует рассматривать как внешние входы в систему, как внешние воздействия, которые должны вызывать соответствующие адаптации системы. Если воздействия в количественном и качественном отношении таковы, что система не может на них адаптироваться в достаточной мере (т. е. изменять свойства и структуру, приспособляясь к новым условиям, или активно изменять внешнюю среду), то система становится неустойчивой и разрушается [99].

Нахождение этих предельных состояний и диапазонов возможных изменений свойств и структуры системы без разрушения ее организации в целом и является главной задачей в исследованиях и оценках устойчивости природных образований под влиянием деятельности человека или естественных причин.

Так как для решения этой проблемы мы не располагаем сейчас соответствующими экспериментами, необходимо избрать другой путь: изучить те адаптации и преобразования болотных систем в естественных условиях, происходящие под воздействием определенного комплекса естественных причин, которые по своему характеру аналогичны воздействиям, вызываемым хозяйственной деятельностью человека. Это, как очевидно, может служить теоретической основой и для соответствующих количественных расчетов и оценок последствий от искусственных вмешательств в природную среду, в данном случае в процессы водообмена болотных систем.

#### **4.2. Обратимые и необратимые процессы, устойчивость болотных систем**

Общей теоретической основой для разработки конкретных методов предвидения возможных преобразований элементов и структуры естественного ландшафта под действием изменения того или другого компонента физико-географической среды и в первую очередь под влиянием искусственного изменения водного и теплового режима данной конкретной территории является понятие об

устойчивости природных систем и пределах их возможных адаптаций и саморегулирования при изменениях факторов внешней среды.

Основные представления об устойчивых и неустойчивых состояниях физических систем, в частности об устойчивости движения и механических систем, давно, как известно, стали предметом многих капитальных исследований в области математики, физики и механики.

Однако в условиях современного быстрого развития географических наук понятие об устойчивости природных (физико-географических) систем различных рангов и организационной структуры значительно расширилось, а в связи с развитием кибернетики как научного мировоззрения о взаимодействии, связях и управлении в органическом мире понятие устойчивости систем получило значительное обобщение.

Под устойчивостью некоторой определенным образом организованной биофизической системы [99] следует понимать степень сохранения ее структуры (или организации) и основных ее функций и свойств (качеств), если под воздействием внешних или внутренних факторов какая-либо часть функций или свойств системы претерпела существенные изменения и отклонения от нормального (или некоторого «среднего») состояния.

С понятием «устойчивости» системы тесно связано понятие об обратимых и необратимых процессах в природе. Действительно, всякий необратимый процесс в природе с позиций кибернетики можно рассматривать как последовательный ряд смен неустойчивых состояний системы, в котором ни одно из состояний не будет повторять предшествующие состояния системы. Любой обратимый процесс можно рассматривать как устойчивое состояние системы, проходящей под воздействием факторов внешней среды или внутренних причин замкнутый цикл последовательных состояний.

При этом система обязательно должна вернуться к своему исходному состоянию, пройдя через ряд промежуточных состояний.

Рассмотрим некоторые простейшие примеры обратимых и необратимых процессов в болотных системах при воздействии на них деятельности человека.

Пусть, например, в целях осушения на болотном массиве осуществлена прокладка осушительной сети. Хорошо известно, что сеть мелких открытых канав, проложенных на глубокой торфяной залежи болотного массива, вызывая снижение среднего уровня грунтовых вод, окажет существенное влияние на состояние и рост болотной растительности. На олиготрофных болотных микроландшафтах моховой группы резко усилится рост сосны, развитие болотных кустарничков, произойдет некоторая смена в количественных соотношениях видового состава мохового и травяного покрова, кустарничкового яруса.

Однако если такую сеть однажды проложенных осушительных канав периодически не прочищать и не возобновлять, то очень скоро дренирующее действие ее ослабеет из-за естественного

зарастания и заторфовывания канав, а со временем и вовсе исчезнет при полном восстановлении первичной растительности, ее состояния и начального естественного гидрологического режима болота.

Таким образом, этот случай, является типичным примером устойчивости болотной системы по отношению к внесенным однажды в ее состояние изменениям. Система прореагировала на внесенные в нее изменения таким образом, что общий процесс ее дальнейших изменений был направлен на восстановление исходного состояния и система не распалась. Вызванный в ней новый процесс ее развития оказался обратимым, а для того чтобы поддерживать такую систему в измененном состоянии при ее устойчивости по отношению к оказываемым на нее воздействиям, необходимо все время повторять воздействие, в данном случае периодически осуществлять прочистку и восстановление осушительной сети.

Теперь приведем другой пример. Пусть мелкозалежный болотный массив расположен на песчаных водопроницаемых грунтах в зоне недостаточного или неустойчивого увлажнения. В балансе его водного питания основную роль играет приток грунтовых вод (внешнее и внутреннее грунтовое питание). Массив осушен глубокими дренажными канавами, дно и часть откосов которых залегают в подстилающих песчаных грунтах. Если осушительным канавам придать еще достаточно большой уклон, при котором будет идти процесс дальнейшего эрозионного углубления русел канав в песчаных грунтах, то изменения в самой болотной системе, вызванные ее осуществлением, уже не смогут вызвать адаптации, способствующие восстановлению водного питания массива, и компенсировать оказанное воздействие, и весь дальнейший процесс наступивших в результате осушения изменений окажется необратимым. Следовательно, в таких измененных условиях сложившаяся болотная система окажется неустойчивой, начнется процесс быстрого окисления торфа, его осадка и уплотнение, и вся система распадется или перейдет в новое устойчивое состояние. При этом для поддержания нового состояния уже не потребуется повторять первоначальное воздействие, т. е. возобновлять и расшищать осушительную сеть. В данном случае имеем необратимый процесс по отношению к однажды внесенному изменению.

Аналогичный случай неустойчивости болотной системы по отношению к выполненному преобразованию можно представить и тогда, скажем, когда низинный болотный массив питается поверхностно-приточными водами, а путем устройства системы нагорных канав питающие его воды целиком перехватываются и отводятся. В этом случае так же возникает необратимый процесс в изменениях болота в связи с его осушением, и система будет неустойчива по отношению к такому преобразованию.

Вовсе не обязательно, конечно, чтобы изменения в состоянии природной системы происходили только под влиянием или по воле человека. Любой природный процесс, в котором идет формирование и развитие той или другой биогеосистемы (ограниченной

в пространстве и времени) под влиянием множества физических и биологических факторов, можно рассматривать как последовательную смену или чередование устойчивых и неустойчивых состояний системы, вызываемых отдельными причинами или тем или иным сочетанием причин.

Отсюда легко видеть, что в основе научного прогноза изменений природных образований под действием тех или других естественных или искусственно вызванных причин, в том числе и под действием гидрологических факторов, в каждом конкретном случае должно лежать отыскание таких количественных и качественных критериев, которые, с одной стороны, позволяли бы судить о возникновении неустойчивых состояний и необратимых изменений системы, а с другой стороны, позволяли бы устанавливать пределы изменений факторов, влияющих на состояние системы, при которых система имела бы лишь обратимые изменения и оставалась бы устойчивой.

При этом, когда речь идет о научном предвидении (прогнозе) тех или иных изменений в природной обстановке под влиянием, скажем, человеческой деятельности (антропогенного фактора), последнюю нужно рассматривать как фактор внешней среды, воздействующий на определенные функциональные и структурные элементы системы и вызывающий в них соответствующие адаптации и изменения. От того, насколько исследуемая система будет устойчивой или неустойчивой по отношению к осуществляемым в ней изменениям (в ее структуре и функциональной организации), зависит обратимость или необратимость преобразований. Понятия инвариантности (устойчивости) и обратимости процессов в применении к развитию природных ландшафтов, конечно, вовсе не обязательно должны быть связаны с влиянием на ландшафт только антропогенных факторов. Любая сложная природная система, состоящая из множества компонентов, в процессе своего развития под влиянием внутренних изменений или внешних воздействий, не связанных с человеческой деятельностью, может находиться в устойчивых и неустойчивых состояниях и претерпевать соответственно обратимые и необратимые изменения.

Следует также обратить внимание на то, что при всяком «разовом» (единовременно выполненном) преобразовании человеком определенного природного комплекса поставленная цель преобразования может быть достигнута, если в нем будет вызван необратимый процесс, т. е. будут выполнены такие изменения в данном состоянии, которые приведут к неустойчивости системы в целом и переходу ее в другое состояние или полному распаду. Если же при вызванных изменениях в составляющих системе данного природного комплекса последний останется устойчивым по отношению к ним, т. е. процесс нового его развития будет обратимым (замкнутый цикл смены состояний системы), то для поддержания измененного состояния потребуются периодические повторения тех же воздействий. Иначе поставленная цель преобразования не сможет быть реализованной.

Нетрудно видеть, что все изложенные общие положения полностью относятся и к общей методологии исследований влияния человеческой деятельности на природные образования, естественные ландшафты и процессы, в том числе и к исследованию влияния на состояние водных ресурсов и водный режим. В еще большей степени это относится к разработке методов целенаправленного изменения природных комплексов посредством соответствующих изменений, вносимых человеком в водный режим и водообмен как важнейший компонент процесса развития природной среды.

Таким образом, проблема устойчивости природных комплексов и свойственных им обратимых и необратимых процессов непосредственно связана с проблемой преобразования природы и является ее теоретической основой. При разработке конкретных методов проектирования освоения территорий и преобразования природы, мы, как правило, встречаемся с большим числом разнообразных факторов, участвующих в природном процессе. Количественный учет всех факторов практически невозможен как из-за недостаточной изученности многих процессов, так и из-за трудностей установления функциональной структуры сложных природных образований. Однако выделение важнейших компонентов процесса и установление их взаимодействия часто оказывается достаточным для объяснения основных свойств ландшафта как природной системы определенного типа и выяснения условий его существования и развития. В этом отношении важно различать две основные группы процессов: саморегулирующиеся и несаморегулирующиеся процессы.

Рассмотрим теперь некоторые свойства болотных систем, характеризующие их как саморегулирующиеся системы.

### 4.3. Саморегулирование болотных систем

Саморегулирующимся процессом в какой-либо природной системе (в данном случае в болотной системе) можно назвать такой процесс, при котором те или другие изменения в состоянии или функциях системы, вызванные внешними или внутренними причинами, вызывают реакцию системы, которая либо возвращает систему в прежнее исходное состояние (ликвидируя возникшие отклонения), либо изменяет ее таким образом, что приспособливает систему к существованию в новых условиях, но без нарушения ее основных свойств и функций, т. е. без разрушения системы. В первом случае имеем дело с обратимым саморегулирующимся процессом развития или изменения системы, во втором — с необратимым саморегулирующимся, или направленным, процессом.

Согласно прекрасно выполненному анализу обобщенных схем саморегулирования в основополагающей работе Г. Ф. Хильми [99], при исследовании явлений саморегулирования следует исходить из фундаментального закона кибернетики о необходимом разнообразии. При этом, «если число существенно различных

состояний среды  $D$  велико, то число ответных адаптаций системы  $S_D$  должно быть достаточно большим, чтобы на каждое состояние среды  $D$ , система  $S_D$  была способна ответить соответствующей адаптацией». (Цитируется по Г. Ф. Хильми).

Иначе говоря, разнообразие состояний среды или внутренних изменений системы, мешающее сохранению системы (ее функций и свойств), можно нейтрализовать только достаточно большим разнообразием адаптаций системы. Или иначе: «разнообразие воздействий, препятствующее системе сохранять выполнение условия  $\Sigma$ , можно подавить только достаточно большим разнообразием реакций этой системы».

Таким образом, способность сохранения стабильного состояния системы (или устойчивость системы) по отношению к воздействиям на нее со стороны внешней среды представляет собой не что иное, как уменьшение или полное уничтожение разнообразия возможных исходов от разнообразия воздействий. Как доказывается в теоремах о необходимом разнообразии (см. Росс. Эшби «Введение в кибернетику», 1959), разнообразие множества исходов  $M_{И}$  (в состоянии системы) не может быть меньше, чем частное от деления количества разнообразия воздействий  $M_D$  на количество разнообразия соответствующих возможных ответных реакций системы  $M_S$ :

$$M_{И} = \frac{M_D}{M_S}.$$

Если, например, количество разнообразия (число различных) воздействий на систему  $M_D = 6$ , а разнообразие реакций системы  $M_S = 2$ , то число возможных различных состояний  $M_{И}$  системы под воздействием внешней среды окажется не меньше трех. Если эти различные состояния-исходы окажутся такими, при которых важнейшие свойства системы существенно отличаются от начальных ее свойств, то такая система не может рассматриваться как не нарушенная и, следовательно, как саморегулирующаяся. Необходимым условием, но, строго говоря, недостаточным, чтобы система могла быть саморегулирующейся, является соотношение количеств разнообразий  $M_S \geq M_D$ .

При этом минимальное количество разнообразия системы  $M_{S \text{ мин}}$  должно быть равно  $M_D$ , при котором можно обеспечить только один исход, так как при этом  $M_{И} = 1$ .

Этим единственным исходом в саморегулирующейся системе и должно быть сохранение ее прежних свойств.

Одним из наиболее ярких примеров саморегулирования болотных систем и в то же время их основным свойством является постоянное сохранение подобия рельефа поверхности нижнего яруса растительного покрова рельефу свободной поверхности грунтовых болотных вод. Это подобие сохраняется на всех стадиях процесса торфонакопления и изменения рельефа болотных массивов. Меха-

низм такого саморегулирования заключается в следующем. Всякое значительное и достаточно длительное во времени понижение уровней грунтовых вод на болотном массиве привело бы к смене состава фитоценоза, увеличению скорости разложения отмирающей растительной массы и в конечном итоге к прекращению торфообразования, т. е. роста и развития торфяника. Наоборот, всякое значительное и достаточно длительное повышение уровня грунтовых вод привело бы к длительному уменьшению или прекращению аэрации деятельного горизонта и замедлению процессов разложения. Одновременно это вызвало бы ухудшение условий развития растений и уменьшение ежегодного прироста растительной массы, в результате чего началась бы деградация растительного покрова и прекращение торфонакопления.

Отсюда ясно, что устойчивое состояние данного фитоценоза на болоте, при котором достигается его оптимальное развитие и соответственно идет процесс торфонакапливания, требует поддержания некоторой минимальной экологической амплитуды колебания уровней и наименьших продолжительностей отклонений их от некоторого среднего положения, вызываемых сменой метеорологических условий и сезонов года. Следовательно, для сохранения устойчивого существования данного типа растительного покрова последний должен обладать определенными физическими свойствами, обеспечивающими поддержание необходимой амплитуды колебания уровней и возможно меньшей продолжительности отклонений их от среднего положения.

Этим свойством является закон распределения водопроводимости в верхнем растительном деятельном горизонте болот. Действительно, хорошо известно, что в верхнем весьма тонком слое деятельного горизонта, составляющем всего 10—20 см, коэффициент фильтрации меняется в 100—1000 раз, т. е. на два или три порядка, а если взять всю толщу деятельного горизонта, то на четыре порядка [37, 39 и п. 2.7 настоящей работы]. Такое распределение водопроводимости обеспечивает быстрый сброс дождевых и весенних талых снеговых вод при незначительном подъеме уровней, а в периоды прекращения и отсутствия осадков, наоборот, не допускает осушение болота, так как горизонтальная фильтрация почти полностью прекращается при столь незначительном падении уровня.

Благодаря этому, несмотря на очень большие сезонные изменения количества атмосферных осадков, поступающих в деятельный горизонт болота, обеспечивается небольшая амплитуда колебания уровней и относительное постоянство его, выражающееся в большой продолжительности стояния уровней у нижней границы деятельного горизонта, близкой к глубине среднего многолетнего горизонта.

Это свойство саморегулирования болотных фитоценозов является и основным условием существования и развития болот вообще, обеспечивая их устойчивость как биогеосистем.

Максимальная амплитуда изменений средних многолетних уровней, которая еще не приводит к изменению количественного и видового состава болотного фитоценоза (см. п. 1.5 табл. 1), очень невелика. Для различных структур мохового покрова она изменяется в пределах 4—5 см. Этих изменений в средних многолетних уровнях достаточно, чтобы флористический состав мохового покрова существенно изменился.

Рассмотрим теперь другое свойство саморегулирования болотных систем.

Известно, что на огромных пространствах болот лесной зоны Европы, Сибири, Дальнего Востока, Камчатки, а также Северной Америки обширные территории заняты болотными микроландшафтами с ленточногрядовой структурой растительного покрова, элементы которой (гряды и мочажины, гряды и озера) ортогональны к линиям стекания и направлениям максимальных уклонов поверхности болотных массивов [39, 44], т. е. к направлению стока вод.

Грядово-мочажинная и грядово-озерная группы микроландшафтов занимают более 50% площади всех болот, а в отдельных болотных зонах умеренного климатического пояса их площадь достигает 70% площади всех болот. Такое широкое распространение грядово-мочажинных комплексов как в географическом аспекте, так и на каждой крупной болотной системе в отдельности само по себе дает возможность предполагать, что это, вероятно, наиболее устойчивая форма существования растительного покрова в условиях болот, обеспечивающая наилучшие условия приспособления растительности к изменениям водного режима.

Рассмотрим теперь причины, благодаря которым ленточногрядовая структура микроландшафта и соответствующих комплексов болотных растительных ассоциаций оказывается наиболее устойчивой формой и обеспечивает гораздо более широкие возможности регулирования болотной системы и ее адаптаций на изменения условий внешней среды по сравнению с некомплексной структурой растительного покрова.

Как было выяснено ранее [см. схему рис. 20 п. 2.12 и зависимость (2.79)], единственным компонентом водного режима и соответственно гидрологической характеристики болотного микроландшафта, почти независимым от состава и строения растительного покрова, является средняя проточность  $\bar{q}_s$ . Значение  $\bar{q}_s$  вдоль любой линии тока, согласно формуле (2.79), определяется площадью накопления влаги, функцией растекания или схождения потока  $b_s$ , т. е. рельефом массива, и внешним и внутренним питанием данного участка массива,  $\bar{q}_0$  и  $\bar{p}_s$ . В балансе внутреннего питания  $\bar{p}_s = \bar{p}_o$  —  $\bar{p}_{и} \pm \bar{p}_{гп}$  единственной составляющей, зависящей от состава и структуры растительного покрова, является испарение  $\bar{p}_{и}$ , поскольку различные растительные ассоциации, приуроченные к участкам с различной степенью обводненности и близости грунтовых

вод к поверхности болота, имеют различную интенсивность испарения.

Следовательно, для сохранения устойчивости и неизменности флористического состава растительных ассоциаций по отношению к изменению проточности  $\bar{q}_s$  вдоль линий стекания (как фактора внешней среды) растительный покров болота должен обладать такими адаптациями, которые давали бы ему возможность пропускать различные количества воды через деятельный горизонт (по мере увеличения  $\bar{q}_s$  вдоль линий стекания  $s$ ) без изменения положения уровней грунтовых вод в каждой отдельной растительной ассоциации, сохраняя тем самым в них один и тот же водный и тепловой режимы и условия аэрации.

Следовательно, из всех возможных структур наиболее устойчивой структурой растительного покрова должна являться такая, которая наилучшим образом будет удовлетворять по меньшей мере этим двум необходимым критериям: переменному по территории болота значению горизонтальной проточности в деятельном горизонте  $\bar{q}_s$  и сохранению постоянных (по территории) средних глубин залегания уровней грунтовых вод  $\bar{z}$  в каждой растительной ассоциации. Для однородного растительного покрова, представленного какой-либо одной растительной ассоциацией или близкими ассоциациями, этим условиям отвечает нормальный профиль болотного массива вдоль линии стекания, при котором водопропускная способность деятельного горизонта, выражаемая мо-

дулем проточности  $\bar{M}_s = \int_{z_0}^{\bar{z}_q} k_z dz = \frac{\bar{q}_s}{i}$ , остается постоянной вдоль

линии тока и, следовательно, средние уровни грунтовых вод  $\bar{z}_q$  также остаются постоянными. Но нормальные профили могут образовываться лишь при определенных, благоприятных для этого, условиях развития болотного массива, а именно: окружающем рельефе и гидрогеологическом строении места залегания массива (см. п. 1.6). Поэтому нормальные профили в большинстве случаев встречаются лишь на болотных мезоландшафтах или представляют собой отдельные небольшие участки болотных систем. Большинство же болотных систем и, как правило, крупные болотные макроландшафты водораздельного и водораздельно-склонового залегания характеризуются профилями вдоль линий стекания более пологими, чем нормальные. В этих условиях обеспечение устойчивости растительных ассоциаций возможно лишь при такой их структуре, водопропускная способность деятельного горизонта при которой непрерывно возрастает вдоль линий стекания, а уровни грунтовых вод остаются постоянными. Пользуясь уравнением (2.80), найдем те условия, которые могут обеспечить выполнение постоянства уровня вдоль линий стекания. Для этого заменим модуль проточ-

ности  $\overline{M}_s$  его выражением, согласно формуле (2.56), и, решая уравнение (2.80) относительно  $\overline{z}$ , получим

$$\begin{aligned}\overline{z} &= z_0 - \frac{1}{ik_0 b_s} \left[ q_0 b_0 + \int_0^s (\overline{p}_0 - \overline{p}_н - \overline{p}_{гр}) b_s ds \right] = \\ &= z_0 - \frac{\overline{M}_s}{k_0} = z_0 - \frac{\overline{q}_s}{ik_0},\end{aligned}\quad (4.1)$$

где  $i = \frac{dy}{ds}$ .

Из этого уравнения видно, что средняя глубина залегания грунтовых вод  $\overline{z}$  на данном участке болотной системы при неизменности климатических ( $\overline{p}_0$ ) и морфологических ( $b_s, b_0, i, \overline{p}_{гр}, \overline{q}_0$ ) факторов, представляющих собой факторы внешней среды в квазистационарном состоянии болотной системы, зависит только от средней водопроницаемости деятельного горизонта  $\overline{k}_0$ , толщины деятельного горизонта  $z_0$  и средней интенсивности испарения  $\overline{p}_н$ . Обеспечить постоянство среднего уровня  $\overline{z}$  при изменении проточности  $\overline{q}_s$  вдоль линий тока, непропорциональном изменению уклона  $i$ , невозможно без соответствующего изменения  $\overline{k}_0$ , т. е. без изменения состава растительного покрова. Однако необходимое увеличение  $\overline{k}_0$  для сохранения постоянства уровня  $\overline{z}$ , требуемого для данной растительной ассоциации, может быть легко достигнуто в том случае, если структура растительного покрова представляет собой упорядоченный комплекс из двух различных чередующихся растительных ассоциаций, обладающих резко отличающимися средними водопроницаемостями  $\overline{k}_0$ . Если одна из этих двух ассоциаций, обладающая малой водопроницаемостью  $\overline{k}_{0м}$ , будет покрывать не всю, а лишь часть поверхности болота вдоль линий тока, чередуясь с другой ассоциацией, обладающей более высокой водопроницаемостью  $\overline{k}_{0в}$ , то постоянство уровня  $\overline{z}$  одновременно для обеих ассоциаций легко достигается не путем изменения их типа (т. е. флористического состава растительного покрова и количественных соотношений входящих в него видов), а путем изменения соотношения в площадях покрытия одной и другой ассоциацией. С увеличением вдоль линий стекания проточности  $\overline{q}_s$  и при непропорциональном увеличении уклона  $i$  ассоциации с меньшей водопроницаемостью для своего сохранения должны будут сокращать площадь покрытия, а ассоциации с большей водопроницаемостью увеличивать ее; причем обе ассоциации в этом случае будут устойчивыми и могут не изменять своего флористического состава для увеличения водопроницаемости. Это и наблюдается во всех типах грядово-мочажинных комплексов с ленточно-грядовой структурой как в олиготрофных, так и в мезотрофных и евтрофных

условиях. Аналогичный процесс имеет место и в грядово-озерных комплексах с тем лишь различием, что роль ассоциаций с большой водопроницаемостью выполняют открытые водоемы, расположенные между грядами.

Зависимость средней водопроводимости деятельного горизонта  $\bar{k}_0$  в микроландшафтах ленточногрядовой структуры от водопроницаемостей ассоциаций гряд и мочажин и от соотношения покрытия ими поверхности болота имеет вид [39, 44]

$$\bar{k}_0 = \bar{k}_{0г} \frac{1 + \frac{S_M}{S_r}}{1 - \frac{\bar{k}_{0г}}{\bar{k}_{0м}} \cdot \frac{S_M}{S_r}} \quad (4.2)$$

— для грядово-мочажинного комплекса и

$$\bar{k}_0 = \bar{k}_{0г} \left( 1 + \frac{S_{0з}}{S_r} \right) \quad (4.3)$$

— для грядово-озерного комплекса.

Подставляя эти значения  $\bar{k}_0$  в формулу (2.57) для средней проточности микроландшафта  $\bar{q}_z$ , получаем

$$\bar{q}_z = \frac{\bar{k}_{0г} \left( 1 + \frac{S_M}{S_r} \right)}{1 - \frac{\bar{k}_{0г}}{\bar{k}_{0м}} \cdot \frac{S_M}{S_r}} i (z_0 - \bar{z}) \quad (4.4)$$

и

$$\bar{q}_z = \bar{k}_{0г} \left( 1 + \frac{S_{0з}}{S_r} \right) i (z_0 - \bar{z}). \quad (4.5)$$

Из полученных выражений видно, что при изменении  $\bar{q}_z$  вдоль линий стекания и необходимости сохранения постоянства уровней  $\bar{z}$  водопроницаемости ассоциаций гряд и мочажин ( $\bar{k}_{0г}$  и  $\bar{k}_{0м}$ ) могут оставаться неизменными (т. е. состав растений в ассоциациях может не изменяться), если соответствующим образом будет меняться отношение их площадей  $\frac{S_M}{S_r}$ , а для грядово-озерных комплексов —

отношение площади озер к площади гряд  $\frac{S_{0з}}{S_r}$ . В то же время,

если допустить, что вся площадь болотного массива или какого-либо его участка представлена растительным покровом однородной структуры с соответствующими растительными ассоциациями, имеющими определенные значения водопроницаемости  $\bar{k}_0$ , то изменение проточности, при постоянстве уровня  $\bar{z}$  [см. формулу (2.57)], не может не сопровождаться и соответствующим изменением  $\bar{k}_0$  вдоль линий стекания, т. е. непрерывной сменой видового состава растительного покрова и соответственно типов ассоциаций.

Устойчивость растительного покрова и слагающих его ассоциаций при комплексной ленточногрядовой структуре повышается еще и благодаря тому, что при этом вдоль линий тока возрастание проточности  $q_s$  происходит медленнее, чем при однородном, некомплексном строении растительного покрова. Как было показано еще в работе В. В. Романова [86], испарение со сфагново-пушицевых и сфагново-шейхцериевых мочажин больше, чем испарение с гряд, представленных сосново-сфагновыми, сфагново-кустарничковыми или лишайниково-сфагновыми формациями (группами ассоциаций). Это нашло подтверждение и в последних исследованиях испарения с гряд и мочажин, произведенных на болотах Западно-Сибирской низменности экспедициями Государственного гидрологического института [6]. Связь испарения на грядах с испарением в мочажинах в грядово-мочажинных микроландшафтах болотных систем бассейна р. Конды показала, что суточные величины испарения с мочажин в течение всего сезона превышают испарение с гряд в среднем на 67%. Таким образом, увеличение площади мочажин и уменьшение площади гряд, так же как и увеличение площади озер в грядово-озерных микроландшафтах, увеличивает испарение  $p_m$  и, следовательно, уменьшает внутреннее питание микроландшафта  $\bar{p}_s$ . Согласно зависимости (4.1), это уменьшает изменение модуля проточности  $\bar{M}_s$  вдоль линии стекания и тем самым способствует неизменности вдоль линий стекания уровня  $\bar{z}$ . Таким образом, в комплексных микроландшафтах изменение отношений покрытия  $\frac{S_M}{S_T}$  или  $\frac{S_{Oz}}{S_T}$  обеспечивает неизменность уровня  $\bar{z}$

как посредством увеличения водопроводимости деятельного слоя, так и посредством уменьшения внутреннего атмосферного питания.

Отсюда следует, что грядово-мочажинные и грядово-озерные болотные микроландшафты с ленточногрядовой структурой микро-рельефа оказываются наиболее устойчивой формой существования растительных сообществ, т. е. своеобразным симбиозом, обеспечивающим саморегулирование болотной системы с сохранением видового состава каждой растительной ассоциации в широком диапазоне изменения проточности и уклонов поверхности болота. Причем это сохранение благоприятных условий существования для каждой растительной ассоциации, входящей в грядово-мочажинный комплекс, достигается путем упорядоченного изменения дискретности расселения двух резко различных по флористическому составу и физическим свойствам растительных ассоциаций.

Таким образом, болотные системы, представленные микроландшафтами с грядово-мочажинными и грядово-озерными растительными комплексами ленточногрядовой структуры обладают наиболее широким диапазоном возможных адаптаций на изменения условий внешней среды и, следовательно, наибольшей устойчивостью к различным воздействиям на их водный режим, вызванным естественными или искусственными причинами.

Мы рассмотрели отдельные свойства болотных систем, которые характеризуют их как саморегулирующиеся системы.

Для возможности проводить количественные оценки степени устойчивости болотных систем и соответственно определять предельные возможности их адаптаций на изменение условий внешней среды (на чем должны основываться практические приемы расчета по предвидению изменений в структуре ландшафтов заболоченных территорий и связанных с ними изменений компонентов окружающей среды), очевидно, прежде всего необходимо установить наиболее общие критерии устойчивости как для болотных систем в целом, так и для отдельных их компонентов.

#### 4.4. Критерии устойчивости отдельных компонентов болотных систем

Общий критерий устойчивости некоторой, вообще говоря, любой части болотной системы может быть получен из основного уравнения гидроморфологических связей (2.80), если при этом иметь в виду, что они отражают внутренний цикл возможных преобразований в общей схеме взаимодействия болотных систем с внешней средой (см. п. 2.12 и рис. 20). При этом внутренний цикл преобразования болотной системы на блок-схеме выражается главными связями 6—7, 11, 13, 15, 23, 25. При неизменности во времени величин внешних входов, выражаемых связями 1—5 и 16, этот цикл является замкнутым.

Тогда мы можем получить решения, характеризующие устойчивость компонент болотных систем, принимая в качестве граничных условий некоторые постоянные значения величин для внешних входов в систему.

Подставим в уравнение (2.80) значения входящих в него величин, согласно уравнениям (2.54), (2.56), (2.63), (2.82) и полагая  $\bar{p}_n = \bar{\alpha}R_6$  [87], где  $R_6$  — радиационный баланс,  $\bar{\alpha}$  — коэффициент удельного испарения. Тогда для любого участка болотной системы, положение которого в пространстве определено значением координаты  $s$ , получим уравнение в развернутом виде:

$$\frac{dy}{ds} = \frac{(\bar{q}_{\text{гп}} + \bar{q}_{\text{пов}}) b_0 + \int_0^s (\bar{p}_0 + \bar{p}_{\text{гп}} - \bar{\alpha}R_6) b_s ds}{b_s (z_0 - \bar{z}_q) \bar{k}_0} =$$

$$= \frac{(\bar{q}_{\text{гп}} + \bar{q}_{\text{пов}}) b_0 + \int_0^s (\bar{p}_0 + \bar{p}_{\text{гп}} - \bar{\alpha}R_6) b_s ds}{b_s \int_{z_0}^{\bar{z}_q} k_z dz}, \quad (4.6)$$

в котором все величины были определены ранее.

Так как функция распределения коэффициента фильтрации  $k_x$  по глубине деятельного слоя  $z_0$  связана непосредственно с другими физическими характеристиками деятельного горизонта (общей и активной пористостью, функцией распределения размеров пор в каждом слое, капиллярными характеристиками) через посредство «частных фильтрационных расходов» [86], то модуль проточности  $\overline{M}_s$  является обобщенной физической характеристикой деятельного (торфогенного) слоя болот, включающей и среднюю глубину залегания уровня грунтовых вод  $z_q$ , т. е. косвенный показатель аэрации корнеобитаемого слоя.

Сопоставляя уравнение связи в виде (4.6) с системой прямых и обратных связей в схеме взаимодействия (см. рис. 20), сразу устанавливаем следующие важные положения. Факторами внешней среды для формирования и развития болота являются: приход солнечной энергии, реализуемой членом  $R_6$  [в формуле для  $\overline{p}_n$ ], атмосферные осадки  $\overline{p}_o$ , грунтовое питание, реализуемое членами  $\overline{q}_{гр}$  и  $\overline{p}_{гр}$ , поверхностно-приточное питание, реализуемое членом  $q_{пов}$ .

Из всех факторов внешней среды имеют существенно сказывающуюся на них обратную связь только грунтовое и поверхностно-приточное питание (см. связи 17—20 на блок-схеме рис. 20), которое может меняться под влиянием изменения рельефа болота и торфонакопления. Однако при рассмотрении квазистационарных условий, т. е. ограниченных периодов времени, эта обратная связь не реализуется, как не реализуются и связи № 12, 21, 22, 24—26, так как за эти периоды времени торфонакоплением и изменением рельефа можно пренебрегать. Поэтому рельеф в квазистационарных условиях выступает тоже как внешний фактор и реализуется в уравнении связи (4.6) членами  $\frac{dy}{ds}$  и функцией  $b_s$  (выражающей форму потока в плане).

Как уже указывалось выше, в квазистационарных условиях имеет место замкнутый цикл взаимодействия с обратными связями между испарением, стоком, проточностью, уровнями болотных вод, составом и структурой растительного покрова, физическими свойствами торфогенного (деятельного) слоя, температурным режимом деятельного слоя, реализуемый связями № 6—11, 13—15, 23, 25 (см. рис. 20), по отношению к которому граничными условиями являются только прямые связи с факторами внешней среды для болотного массива и рельефом болота. В уравнении связи (4.6) этот замкнутый цикл взаимодействия реализуется выражениями

модуля проточности  $\overline{M}_s: (z_0 - \overline{z}_q) \overline{k}_0$  или  $\int_{z_0}^{\overline{z}_q} k_x dz$ , а также членом  $\overline{\alpha} R_6$ , которые являются переменными вдоль линии тока  $s$  и в каж-

дой ее точке связаны между собой и с внешней средой вытекающим из уравнения (4.6) соотношением:

$$\begin{aligned} (z_0 - \bar{z}_q) \bar{k}_0 + \frac{\int_0^s \bar{\alpha} R_6 b_s ds}{b_s \frac{dy}{ds}} &= \int_{z_0}^{\bar{z}_q} k_z dz + \frac{\int_0^s \bar{\alpha} R_6 b_s ds}{b_s \frac{dy}{ds}} = \\ &= \left[ (\bar{q}_{\text{гп}} + \bar{q}_{\text{пов}}) b_0 + \bar{p}_0 \int_0^s b_s ds + \int_0^s \bar{p}_{\text{гп}} b_s ds \right] \frac{1}{b_s \frac{dy}{ds}}. \end{aligned} \quad (4.7)$$

Нетрудно видеть, что все возможные изменения физических свойств деятельного слоя болот, стоящие в левой части уравнения (4.7) и связанные с изменением структуры и состава растительного покрова (величины  $z_0$ ,  $\bar{k}_0$ ,  $k_z$ ,  $\bar{z}_q$ ,  $\bar{\alpha}$  и другие зависящие от них характеристики), ограничены необходимостью выполнения равенства (4.7), в правой части которого стоят лишь величины, характеризующие факторы внешней среды.

Отсюда можно сделать вывод, что на любом данном участке болотной системы, положение которого в системе фиксируется заданием координаты  $s$ , устойчивыми структурами растительного покрова будут только те, физические свойства которых обеспечивают выполнение условия

$$(z_0 - \bar{z}_q) \bar{k}_0 + \frac{\int_0^s \bar{\alpha} R_6 b_s ds}{b_s \frac{dy}{ds}} = B = \text{const}, \quad (4.8)$$

где  $B$  — определенная функция климата и рельефа поверхности болота, представляющая правую часть уравнения (4.7) и имеющая постоянное значение при заданном  $s$ .

Все другие структуры растительного покрова для данного участка болотной системы будут неустойчивыми и в сравнительно короткие промежутки времени должны переходить в другие более устойчивые, соответствующие выполнению условия  $B$ . Важно заметить, что для каждого значения  $B$  устойчивым растительным сообществом может являться не одно, а несколько. Действительно, рассмотрим лишь часть устойчивых растительных сообществ, для которых, например, можно считать  $\bar{\alpha} R_6 = \text{const} = C$ . Тогда все те сообщества и образуемые ими болотные микроландшафты, у которых соотношение между  $k_0$ ,  $z_0$  и  $\bar{z}_q$  будет вытекать из постоянства их произведения в виде

$$(z_0 - \bar{z}_q) \bar{k}_0 = B - CA, \quad (4.9)$$

где  $A = \frac{\int_0^s b_s ds}{\left(b_s \frac{dy}{ds}\right)_{s=s_0}} = \text{const},$

будут устойчивыми. Иначе говоря, в болотной системе на любом ее участке при изменении условий внешней среды имеется возможность появления нескольких различных исходов в составе и структуре преобразуемого растительного покрова, т. е. процесс преобразования в данном случае оказывается недетерминированным. Вероятность же появления того или другого исхода, т. е. образования той или другой устойчивой структуры растительного покрова, удовлетворяющей условию (4.9), не может быть определена без привлечения и рассмотрения дополнительных критериев устойчивости.

Таким образом, приходим к весьма важному общему выводу: процесс торфонакопления, устойчивое состояние и развитие болотных систем может иметь место лишь в тех пределах изменений климатических факторов, рельефа поверхности болотного массива и искусственных внешних воздействий (вызванных человеческой деятельностью), которые еще могут компенсироваться соответствующими изменениями физических свойств и структуры деятельного (торфогенного) слоя для сохранения необходимых экологических условий существования болотной растительности и процесса торфонакопления.

На блок-схеме рис. 20 это выражается функциональными связями 6—11, 14, 15 (определяющими динамическое равновесие системы за короткие периоды времени) внутреннего цикла преобразования системы, которые могут быть реализованы в расчетах при условиях, что имеются внешние входы в систему 1 и 2, не зависящие от адаптаций и преобразования самой системы, и входы 3—5, 16, на которых обратная связь системы с внешней средой может сказываться лишь в течение весьма длительных периодов времени, на которые не ведется расчет.

Неустойчивое состояние болотной системы не обязательно должно завершаться ее разрушением и исчезновением как природного образования. Обычный процесс развития болотных мезо- и макроландшафтов, который рассматривался выше (в п. 1.6), можно представлять как последовательную смену квазиустойчивых и неустойчивых состояний, при которой одни болотные микроландшафты сменяются другими, меняется их структура и расположение в болотной системе, т. е. меняется структура самой болотной системы в целом.

Вопрос о том, является ли естественный ход развития болот вообще обратимым или необратимым процессом, весьма сложен и требовал бы специального рассмотрения, что выходит за рамки настоящей работы. Однако приходится все же отметить его некоторые стороны, важные для дальнейшего выяснения критериев устойчивости.

Если говорить о роли болот в общей направленности глобальных физико-географических процессов на поверхности суши и в целом земного шара, то, по-видимому, процесс развития болотных систем является необратимым и его направление и соответствующие преобразования болотных систем должны отражать направ-

ления глобального физико-географического процесса. Если же рассматривать отдельные части болотных систем, например, отдельные группы болотных микроландшафтов, или типы болотных мезоландшафтов, входящих в систему, то вполне можно представить такие реальные физические ситуации в развитии системы, при которых наряду с общей необратимостью процесса (в развитии всей системы) процесс изменения отдельных, входящих в систему микроландшафтов будет обратимым. Иначе говоря, после ряда смен растительных сообществ восстановятся первоначальные ассоциации и соответствующий водно-тепловой режим (на данном участке системы). При этом сам процесс развития представляет собой непрерывный ряд только неустойчивых состояний. Возникающие неустойчивые состояния сменяются обычно относительно устойчивыми, при которых изменение состава и структуры растительного покрова практически не происходит или происходит настолько медленно, что в течение длительного периода времени тип болотного микроландшафта и слагающие его ассоциации остаются неизменными. Можно привести множество примеров, когда торфонакопление на данном участке системы длительное время не сопровождается изменением флористического состава и структуры растительного покрова. Действительно, представим себе, что болотный мезоландшафт, входящий в систему, не увеличивает своих размеров в плане, а интенсивность накопления торфа на всех участках мезоландшафта практически одна и та же, благодаря чему происходит равномерный подъем поверхности болота без трансформации ее формы. При этих условиях все физические параметры, определяющие интенсивность и условия водообмена в деятельном горизонте (уклоны, внутреннее питание массива, распределение проточности и уровней грунтовых вод по территории мезоландшафта), остаются неизменными.

Ограничимся лишь этим примером и перейдем к дальнейшим определениям критериев устойчивости.

Как следует из приведенных уже соображений, критерии устойчивости, должны, очевидно, представлять собой совокупность таких условий, выражаемых в количественных соотношениях, которые позволяли бы судить о двух основных моментах в процессе развития системы: 1) находится ли данная система или какие-либо ее части в данный период времени в неустойчивом состоянии и, следовательно, должна ли система изменять свою структуру и 2) какие предельные возможности имеет система в изменении значений ее основных физических параметров без нарушения ее основных функций и организационного распада, т. е. разрушения данного природного образования.

Конкретизируем эти требования применительно к болотным системам.

Основной функцией болотных систем является процесс торфонакопления и ежегодное возобновление растительного покрова. Нарушение этой функции вследствие любых причин ведет к деградации ее, разрушению и прекращению существования болота как

природного образования. Но нарушение этой функции происходит в том случае, если не выполняется другое основное условие существования болотных фитоценозов и, как следствие, процесса торфонакопления, а именно: нарушается процесс поддержания уровня грунтовых вод (путем саморегулирования болотной системы) вблизи поверхности болота в пределах допустимой амплитуды многолетних колебаний. Это нарушение как в сторону постоянных более высоких уровней, так и в сторону постоянных более низких по сравнению с их предельно допустимыми положениями приводит к деградации и гибели болотных фитоценозов, смене их на другие растительные сообщества неболотного типа и изменению биохимических процессов, обеспечивавших до этого неполный распад и консервирование органического материала отмирающей массы растений.

Следовательно, разрушение болотной системы может происходить как вследствие обезвоживания торфяной залежи, так и вследствие ее переобводнения. Именно эти две формы разрушения и наблюдаются в естественных условиях и при преобразовании заболоченных территорий в связи с освоением природных ресурсов.

Для полного определения критериев устойчивости необходимо сформулировать некоторые обязательные условия, на основе которых можно устанавливать, находится ли система или ее отдельные части в данный период времени в устойчивом или неустойчивом состоянии. Эти условия также вытекают из наиболее общих положений о реакции растительного покрова на изменения экологических условий, которые в болотных системах связаны с состоянием их обводненности. Они могут быть сведены к следующим условиям.

1. На каждом данном участке болотного массива, ограниченного в плане некоторым произвольным контуром, количество поступающей на него влаги и стекающей с него, должно быть таким, чтобы процесс стока обеспечивался при режиме уровней и влажности корнеобитаемого слоя, соответствующих оптимальному устойчивому состоянию данных растительных сообществ. Нарушение этого режима как в сторону повышения уровней и увеличения влажности, так и в сторону понижения уровней и уменьшения влажности в пределах, превышающих допустимую экологическую амплитуду [44], влечет за собой либо полную смену растительных ассоциаций, либо изменение их структуры, либо их комплексности, т. е. распределения их в пространстве (в грядово-мочажинных и грядово-озерных комплексах).

2. При наличии внутри болот замкнутых водоемов (озер) необходимо, чтобы нормальная водопропускная способность деятельного горизонта окружающих микроландшафтов соответствовала величине водообмена между озерами и болотными микроландшафтами вследствие различий в их водных балансах.

3. При отсутствии различий в соотношениях составляющих водного баланса внутриболотных водоемов и примыкающих к ним болотных микроландшафтов структура всей озерно-болотной си-

стемы становится неустойчивой вследствие инвариантности в этом случае экологических условий по отношению к распределению в болотно-озерной системе элементов растительного покрова и открытой водной поверхности.

4. Жизнеспособными растительными сообществами на болотах могут быть только такие растительные ассоциации и их комплексы, структура и флористический состав которых обеспечивают достаточную механическую прочность растительного покрова по отношению к внешним механическим воздействиям: поверхностному потоку воды, разности давлений воды в различных точках, фильтрации вод, волнению на открытых водных пространствах и текучести разжиженных торфов на переобводненных участках болот.

5. Продолжительность периодов отклонений водного режима от средних значений его показателей должна быть не больше предельной продолжительности, выдерживаемой растениями без появления необратимых изменений в составе растительного покрова.

Приведенные положения, связывающие существование и устойчивость растительного покрова на болотах с условиями внешней среды, должны быть, очевидно, конкретизированы и выражены в количественной форме для возможности их использования в расчетных и прогностических целях. Но при этом нужно заметить, что, хотя они могут быть недостаточными для полного определения поведения системы, они являются безусловно необходимыми, т. е. невыполнение их должно вести к изменениям структуры болотных образований.

Как следует из изложенного, основную роль в изменении экологических условий играет изменение водного баланса на том или другом участке болотного макрорландшафта, которое вызывает дальнейшую цепь более или менее сложных преобразований в физических процессах и структуре системы.

При определенных условиях эти преобразования могут приводить к распаду всей системы. В то же время могут возникать и такие неустойчивые состояния системы, которые, изменяя ее структуру, не приводят к нарушению ее основных функций и разрушению всей системы в целом.

Процессы преобразования структуры болотно-озерных систем, иллюстрирующие эти общие положения, описаны в работе [43]. Ниже еще вернемся к этому вопросу и в краткой форме такие процессы рассмотрим.

Сейчас же обратимся к соотношениям, выражающим критерии устойчивости в количественной форме для очень важных компонентов болотных систем — внутриболотных озер.

При однородном микрорландшафте, окружающем озеро, критерий устойчивости озера требует выполнения равенства (3.48'):

$$\omega = (l_2 - l_1) \frac{\bar{q}}{p}. \quad (3.48')$$

При залегании озера среди различных типов болотных микроландшафтов для устойчивого его состояния должно выполняться равенство

$$\omega = \frac{\sum_1^n \bar{q}_i l_i - \sum_1^m \bar{q}_j l_j}{\bar{p}} \quad (4.10)$$

или, в другой форме записи,

$$\omega = \frac{\Delta(\bar{q}l)}{\bar{p}}, \quad (4.11)$$

откуда следует, что площадь замкнутого внутриболотного озера характеризует его устойчивое состояние, если ее величина равна отношению разности между горизонтальным стоком из озера и притоком в него по деятельному слою прилегающих болотных микроландшафтов к внутреннему питанию озера. Невыполнение этого равенства должно вызвать изменение средних уровней грунтовых вод в прилегающих микроландшафтах. Понижение уровней приведет к зарастанию озера с берегов и к сокращению его акватории; повышение — к смене фитоценозов и, вследствие гибели их от переувлажнения, к расширению акватории озера.

#### 4.5. Разрушение болотных систем

Разрушение болотных систем происходит вследствие двух основных причин: вследствие сильного понижения уровня грунтовых вод в системе, превышающего пределы экологических амплитуд для естественной болотной растительности, и вследствие переувлажнения системы, прекращающего нормальный рост и развитие болотной растительности в основных болотных микроландшафтах. Эти явления, в общих чертах известные и описанные в болотоведческой литературе, в данном случае требуют более подробного рассмотрения, так как сам процесс деградации и распада болотных систем представляет собой целый ряд сложных и разнообразных явлений, различных состояний системы, учет которых необходим для возможности правильных количественных расчетов и прогнозных выводов.

Распад болотных систем от обезвоживания торфа есть следствие интенсивного дренажа и снижения среднего уровня грунтовых вод ниже дна торфяной залежи, т. е. поверхности ее контакта с подстилающим минеральным грунтом. При этих условиях капиллярный подток влаги к испаряющей поверхности и к корнеобитаемому слою становится настолько мал, что не компенсирует расхода влаги на испарение, или прерывается полностью. В результате происходит сильное обезвоживание основной толщи торфяной залежи, повышение ее температуры и активизация биохимических процессов разложения органического материала. Процесс разложения вместе с механическими силами давления от собственного веса торфяного материала (который после снижения

уровня оказывается не взвешенным в воде) и капиллярного давления при снижении уровня приводит к интенсивной осадке всей толщи торфяной залежи, постепенному увеличению ее минерализации и исчезновению органических компонентов. При сведении естественного растительного покрова (или после уборки урожая с осушенных торфяных сельскохозяйственных полей) пересушенная торфяная залежь подвергается ветровой эрозии, что также ускоряет процесс ее разрушения и исчезновения. Скорость и общая величина осадки торфяных залежей, особенно в первый период времени после снижения уровней грунтовых вод, во многом зависит от их начальной (исходной) водонасыщенности. Так как переувлажненные в естественном состоянии торфяные залежи особенно характерны для верховых торфов и соответственно для олиготрофных болотных систем, то наиболее интенсивный процесс осадки наблюдается на верховых залежах и менее интенсивный — на низинных.

Имеющиеся в литературе данные показывают, что, по наблюдениям в различных странах и в различных климатических условиях, средняя скорость за 40—50 лет изменения толщины торфяных залежей после их осушения колеблется в широких пределах: от 1—2 до 8 см/год. В отдельных случаях в первые годы после осушения зарегистрированы скорости осадки торфяной залежи 20—40 см/год при незначительном снижении уровней грунтовых вод (всего на 80 см). По данным Б. С. Маслова [70], на болотном массиве Кальское, расположенном на надпойменной террасе р. Оки, при толщине торфяной залежи от 1,5 до 3,0 м, сложенной древесно-осоковым торфом средней степени разложения, скорость понижения поверхности болота после его осушения и снижения уровня до глубины 140 см в течение первых шести лет составляла 8,8 см/год. В последующие годы процесс осадки замедлялся. Как показывают исследования, если после осушения средний уровень грунтовых вод стабилизируется в торфяной залежи на некоторой новой глубине, то скорость осадки залежи, наибольшая в первые годы после снижения уровня, постепенно затухает и толщина торфяной залежи стремится к некоторому новому пределу.

Если сниженный уровень грунтовых вод остается в пределах залежи и болото не используется под сельскохозяйственные угодья или иным способом, то осадка и уменьшение толщины торфяной залежи с течением времени должны прекратиться (когда установится механическое и биофизическое равновесие при новом положении уровня грунтовых вод). Однако если болото эксплуатируется и естественный покров снимается, то процесс уменьшения толщины залежи вследствие непрекращающегося процесса разложения и воздействия агротехнических мероприятий при отсутствии возобновления и отложения органического материала будет продолжаться до полного преобразования всего торфа и соответственно до полного исчезновения торфяной залежи как органического грунта. В первом случае процесс может оказаться обратимым, если при снижении уровня только часть толщи торфяной залежи

окажется постоянно аэрированной, а ее нижние слои будут находиться под уровнем грунтовых вод. При сохранении естественного растительного покрова и соответствующем изменении его состава и структуры процесс торфонакопления может при этих условиях со временем возобновиться на новом уровне, и болотная система сохранится.

Во втором случае процесс имеет необратимый характер и так или иначе ведет к формированию нового типа ландшафта на месте болотных систем.

В тех случаях, когда уровень грунтовых вод понижается настолько, что при его новом положении аэрируется вся толща торфяной залежи, а капиллярная зона (при равновесном состоянии) располагается ниже ее дна, следует ожидать наиболее быстрого уменьшения толщины торфа и процесса ее распада, которые приведут к полному исчезновению органической породы и коренному преобразованию ландшафта.

Скорость этого процесса, при прочих равных условиях, безусловно зависит от климатических условий. Б. С. Маслов [70], обработав и обобщив данные наблюдений, проводившихся в СССР, США, Норвегии и некоторых других странах, получил зависимость интенсивности осадки торфяной залежи  $\epsilon_T$  (м/год) от ее начальной мощности  $h_T$  (м), средней глубины залегания грунтовых вод  $H$  (м), продолжительности периода  $T$  (год) после снижения естественного уровня и климатического параметра  $\alpha_T \left( \frac{^\circ\text{C}}{\text{мм}} \cdot 100 \right)$ . Эта зависимость имеет вид

$$\epsilon_T = 0,08 \frac{H \alpha_T^{1,4} \sqrt{h_T}}{e^{\beta T}}, \quad (4.12)$$

где климатический параметр  $\alpha_T$  представляет собой отношение средней годовой температуры воздуха  $\bar{t}$  °С к годовой норме осадков  $\bar{p}_0$  (мм), умноженное на 100:

$$\alpha_T = \frac{100\bar{t}}{\bar{p}_0},$$

а коэффициент  $\beta$  зависит от  $\alpha_T$  и  $T$ :

$$\beta = 0,1 + 0,02\alpha_T - 0,0025T.$$

Зависимость (4.12) получена на основании множественной корреляции данных наблюдений, и поэтому входящие в нее величины нужно подставлять только в заданной размерности.

На рис. 31 представлен график зависимости средней скорости осадки торфяной залежи  $\epsilon_T$  за периоды 40—65 лет после осушения от климатического параметра  $\frac{\bar{p}_0}{\bar{t}}$ , выраженного в виде отношения

годовой нормы осадков к средней годовой температуре воздуха. Данные заимствованы из монографии Б. С. Маслова [70]. Как видно из этой связи, средняя скорость осадки залежей за длительные периоды резко возрастает с уменьшением удельной влажности климата и сравнительно мало меняется при влажном климате.

В основу эмпирической зависимости (4.12) положены данные, относящиеся к низинным торфяным залежам. Вопрос о том, в какой мере зависимость (4.12) отражает скорость осадки верховых залежей, особенно при их начальной влагонасыщенности выше нормальной влагоемкости, требует дальнейших исследований. Однако в зависимости (4.12) важен тот факт, что скорость осадки залежи, при прочих равных условиях, прямопропорциональна средней глубине залегания уровня  $H$  после его снижения. Поэтому если поверхность грунтовых вод после их снижения не подобна исходному рельефу поверхности болотного массива, то даже при однородной торфяной залежи скорость уменьшения толщины залежи в различных точках болота должна быть разной. А в случае горизонтальной поверхности сниженных уровней воды начальный рельеф болота должен выравниваться, так как величина осадки залежи за одни и те же промежутки времени будет прямо пропорциональной разности отметок начальной поверхности болота и горизонтальной плоскости сниженных уровней.

Распад и разрушение болотных систем от обезвоживания торфяной залежи в естественных условиях наблюдается редко и главным образом в зоне недостаточного увлажнения при небольших размерах болотных массивов. В зоне избыточного увлажнения распад болотных систем от переосушки торфяной залежи вообще не наблюдается, так как даже районы с прогрессивными процессами денудации или прогрессивно дренируемые участки болот (см., например, работу [79]), связанные с тектоническими движениями земной коры и изменениями дренирующей способности речной сети (глубин вреза речных русел), не приводят к изменению положения границ болот и сокращению заболоченных площадей, а сопровождаются лишь структурными изменениями в болотных системах и снижением интенсивности торфонакопления. Процесс заболачивания территорий в зоне избыточного увлажнения в пределах обозримых периодов времени, при неизменных климатических условиях, оказывается необратимым.

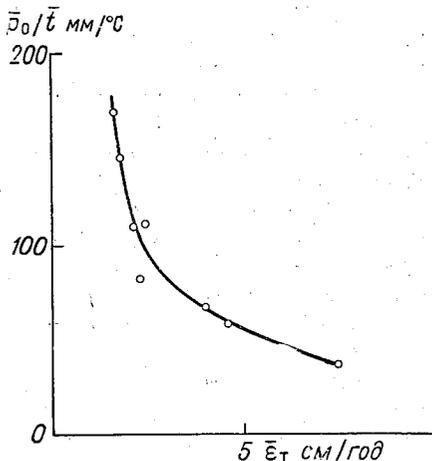


Рис. 31. Зависимость средней скорости осадки торфяной залежи за периоды 40—65 лет после осушения от климатического параметра.

Поэтому случай деградации и разрушения болотных систем имеет место главным образом при искусственном осушении болотных систем.

Неустойчивые состояния и распад болотных систем, вызванные их переобводнением, изучены значительно меньше, хотя этот процесс с точки зрения охраны естественных ресурсов представляет не меньший практический и научный интерес.

Для объяснения происхождения сложных структур озерно-болотных ландшафтов, очень широко распространенных, например, на севере Западно-Сибирской низменности (исключая зону вечной мерзлоты), рассмотрение одних лишь процессов саморегулирования, основанных на адаптациях растительного покрова на медленные изменения водного режима и описываемых, в частности, уравнением (4.8), очевидно, недостаточно.

Неустойчивые состояния этих систем [43], вызываемые нарушением воднобалансовых соотношений как в отдельных внутриболотных озерах, так и в системах в целом осложняются еще рядом явлений, которые возникают как следствие эрозионных процессов в болотных макроландшафтах; развивающихся в условиях высокой обводненности. При этом эрозионные процессы в одних случаях могут способствовать повышению устойчивости болотно-озерных систем при их переобводнении, повышая их внутреннее дренирование, в других же — наоборот, ускорять их распад.

Иначе говоря, процесс естественного развития системы в данном случае может иметь несколько различных исходов. Кратко рассмотрим эти явления в следующем разделе.

#### 4.6. Роль эрозионных процессов в формировании и устойчивости болотно-озерных систем

Эрозионные процессы, связанные с естественной самоосушкой болот, наблюдаются, как правило, в болотных макроландшафтах и являются фактором, нарушающим устойчивое состояние болотно-озерных систем, определяемое воднобалансовыми критериями и реакцией растительного покрова болот на достаточно медленные изменения воднобалансовых соотношений, которые могут быть обусловлены изменениями климата и в ряде случаев тектоническими процессами.

Формирующиеся в процессе неравномерного торфонакопления и общего повышения поверхности торфяных залежей внутриболотные водоемы сбрасывают часть своих вод (избыток воды над количеством влаги, которая может испариться из озера) по деятельному горизонту окружающих микроландшафтов. Когда площадь озера превышает соответствующие критические размеры [см. зависимость (3.59)], избыток стекающих вод и повышение уровней в микроландшафтах вызывает процесс неравномерной деградации растительного покрова и образование сети внутриболотных ручьев, сбрасывающих воды за пределы границ болотной системы. При этом в условиях болотно-озерных комплексов внутри-

болотные ручьи соединяют между собой часть озер (не все, обычно только наиболее крупные), образуя единую озерно-речную внутриболотную систему, по которой из болота идет русловой сток. Болотно-озерные системы Западной Сибири имеют более или менее густую естественную сеть внутриболотных речек, соединяющих наиболее крупные озера, по которым осуществляется сток озерно-болотных вод и вывод их за пределы болотных массивов. Аналогичные болотные макроландшафты, лишь в меньших масштабах, можно наблюдать и на крупных болотных системах Европейской территории СССР.

При пересечении внутриболотной речкой границы болота (границы «нулевой» торфяной залежи) русловой поток выходит из торфяного ложа и входит в русло, сложенное минеральными породами. При этом происходит резкая смена сопротивления речного ложа размывающему действию потока. Вследствие структурных особенностей торфяных грунтов (волоконистая структура) последние при средних и малых степенях разложения представляют весьма трудно размываемую органическую породу, даже в состоянии полной водонасыщенности, по сравнению с водонасыщенными минеральными грунтами (особенно мелкозернистыми). Это свойство торфа является причиной того, что на границе болота с минеральными породами в руслах ручьев и речек, выходящих из болота, образуется резкий перепад в отметках дна. Размыв и вынос потока частиц минеральных грунтов, слагающих русло у границы с торфяной залежью, не компенсируется соответствующим транспортом органических частиц, переносимых из торфяного русла в болоте, откуда вода поступает практически осветленная и лишенная твердых механических примесей. Таким образом, на границе болота с минеральными породами в вытекающих из болота ручьях образуются резкие перепады, имеющие часто характер небольших водопадов с вертикальной стенкой падения высотой от 0,5 до 2,0 м.

Образование таких водопадов на границе болота (торфяной залежи) с минеральными грунтами вызывает здесь углубление русла и подмыв торфяной залежи. Когда высота перепада достигает такой величины, при которой создается достаточная кинетическая энергия падающей струи размыва торфяного дна до минерального грунта и выноса размытого материала вниз по течению, подмытый слой торфяной залежи обрушивается и вертикальная торфяная стенка водопада отступает на некоторое расстояние вверх по течению ручья. Здесь вновь повторяется тот же процесс, в результате чего перепад не может стабилизироваться и все время постепенно перемещается вверх по течению. Скорость такого перемещения, по имеющимся отрывочным данным, составляет иногда 10—15 метров в год. Перемещение места сосредоточенного перепада вверх по торфяному руслу через определенный период времени неизбежно приводит к спуску уровня воды в озере, служащем истоком ручья, как только перепад в русле достигнет озера. Причем сам процесс снижения уровня в озере, по-видимому,

носит характер относительно кратковременного события, так как в момент достижения водопадом уреза воды в озере резко изменяется пропускная способность русла, расходы воды увеличиваются и соответственно быстро нарушается водный баланс водоема и его установившийся режим.

Современный уровень воды во внутриболотных озерах, прошедших стадию спуска, лежит обычно на 2—2,5 м ниже уровня деятельного растительного слоя окружающих микроландшафтов. При этом всегда хорошо видны оголившиеся в результате спуска воды вертикальные обрывистые стенки торфяной залежи берегов озера, а также большой уклон поверхности болота в сторону озера в неширокой прибрежной полосе, образующийся вследствие осадки торфяной залежи при понижении в ней уровня грунтовых вод. Резкое снижение уровня воды в спущенном озере вызывает ряд новых явлений, возникающих вследствие нарушения не только водного баланса самого озера, но и механического равновесия в системе озеро—болото. Прежде всего возникает большой перепад уровней воды между озером и прилегающими к его берегам болотными микроландшафтами.

Другим следствием снижения уровня воды в озере является активизация волнового размыва берегов озера. Известно, что в неспущенных внутриболотных озерах уровень воды колеблется в пределах толщины деятельного горизонта прилегающих к берегам микроландшафтов и все время находится на одной высоте с уровнем в берегах и в прилегающих болотных микроландшафтах. При этом поверхность моховой и травяной растительности болотных берегов озера возвышается над средним уровнем воды в озере на такую же величину, как и на болоте над уровнем болотных грунтовых вод. При этих условиях механическое воздействие волнения на берега полностью гасится в пористой среде живого и отмершего, но не разложившегося растительного покрова, толща которого обладает высокой устойчивостью против размывающего действия волн. Поэтому в неспущенных внутриболотных озерах явления эрозии берегов не наблюдаются и практически полностью отсутствуют.

Спуск озера и образование вертикальных обрывов в торфяном грунте берегов резко изменяют условия воздействия волн на берега. Гашение волны в растительном слое деятельного горизонта в этом случае отсутствует. Энергия подходящих к вертикальному торфяному обрыву волн вызывает его подмыв и разрушение, выражающееся в обвалах торфа вместе с растительным покровом.

Под влиянием снижения уровня в озере, образования перепада статических уровней воды между озером и грунтовыми водами прибрежных болотных микроландшафтов и волнового размыва торфяных стенок берега начинается процесс разрушения берегов и расширения акватории озера. Последний проявляется в весьма своеобразных формах.

В процессе размыва берега между урезом воды в озере и мочажинной образуется узкая торфяная перемычка, которая под дей-

ствием горизонтального давления, обусловленного большой разностью уровней в озере и в мочажине, разрывается по наиболее узким и слабым ее сечениям. Оторвавшаяся гряда выдвигается под напором воды в озеро, иногда на всю толщу торфяной залежи, и вода из мочажин спускается в озеро, выравнивая уровни.

Спуск воды из присоединившейся к озеру мочажины вызывает образование новой большой разности уровней между спущенной мочажинной и следующей мочажинной. Гряда, отделяющая мочажину, оказывается под действием возросшего горизонтального давления воды и волнового размыва (абразии) со стороны озера. В результате, процесс разрушения ее со спуском воды из следующей мочажины повторяется. Таким образом, спущенное озеро вызывает своего рода «цепную реакцию» в последовательном разрушении гряд, спусках воды из мочажин и расширении акватории озера.

Описанный процесс характерен для спущенных озер, залегающих в грядово-мочажинных и грядово-озерковых микроландшафтах, и протекает, судя по многим косвенным признакам, довольно быстро: за один сезон к озеру может присоединиться несколько рядов мочажин, и берег может отступить на 10—30 м. Однако такой механизм разрушения берегов и расширения водного зеркала спущенного внутриболотного озера имеет место лишь на тех

участках берега, где направление гряд и мочажин совпадает с линией берега или составляет с ним небольшой угол. На участках берегового контура, где направление гряд и мочажин перпендикулярно к линии берега или составляет большой угол (рис. 32, направление *B*), механизм разрушения берегов иной и интенсивность эрозии берегов значительно меньше.

При перпендикулярном направлении мочажин и гряд к линии берега, спуск озера не вызывает образования сосредоточенной разности уровней и горизонтального давления на гряду (в сторону озера). Снижение уровня в озере в этих местах линии берега вызывает свободное вытекание сразу из всех прилегающих мочажин, открытых к озеру, осадку в них торфа и превращения системы мочажин в систему параллельных естественных «дренажных канав», осушающих разделяющие их гряды. При этом поверхность мочажин и в несколько меньшей мере поверхность гряд благодаря

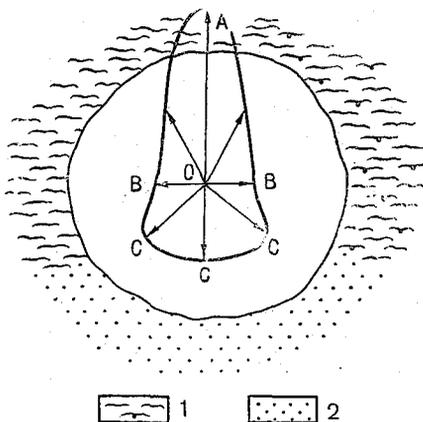


Рис. 32. Направления различной интенсивности разрушения берегов озера в зависимости от типов прилегающих микроландшафтов.

1 — грядово-мочажинный микроландшафт с указанием ориентировки направления гряд и мочажин, 2 — микроландшафты сосново-сфагново-кустарничковой группы; OA, OB, OC — векторы скорости разрушения берегов.

осадке торфа вблизи от озера приобретает большой уклон в сторону озера.

Образующийся при этом усиленный фильтрационный и поверхностный ток воды вдоль мочажин в озеро формирует среди осевшей поверхности сфагново-шейхцериевого или сфагново-пушицевого покрова мочажин ручейки, направленные вдоль оси мочажин по наиболее пониженной части поверхности. Это явление, как и предыдущее, типично. При этом, однако, разрушение берега озера вдоль направления *B* (рис. 32) идет значительно медленнее. Спуск воды из грядово-мочажинных микроландшафтов в этом случае не образует сосредоточенных перепадов уровней между мочажинами и озером, а вызывает осушение и уплотнение торфа как под грядами, так и под мочажинами на значительном расстоянии от озера (сотни метров), повышая общую сопротивляемость торфяной залежи размыву и устойчивость берега. Существенную роль при этом играет то обстоятельство, что длинная ось гряд направлена перпендикулярно к берегу, а постепенное снижение их поверхности к озеру приближает ковер живой растительности к урезу воды. Тем самым в этих местах береговой линии не образуются вертикальные торфяные обрывы, наиболее легко поддающиеся размыву при волнении.

Третья основная разновидность процесса разрушения берегов спущенного озера относится к случаям, когда линия берега проходит в микроландшафтах сосново-кустарничковой или сфагново-кустарничково-сосновой группы. Спуск уровней в озере в этом случае вызывает обнажение вертикального обрыва торфяной залежи, верхние слои которой в микроландшафтах этого типа хорошо армированы корнями деревьев и кустарничков. Как только уровень озера оказывается ниже живого растительного слоя и деятельного горизонта болота, при волнении начинается размыв торфяной стенки. В первую очередь вымываются более легко поддающиеся разрушению нижние слои торфа, залегающие ближе к урезу воды. Верхние растительные горизонты, обладающие большим сцеплением и сопротивлением размыву, образуют нависающие над водой карнизы, а затем постепенно обваливаются в озеро вместе с растущими деревьями. При этом также происходит резкое оседание поверхности торфяной залежи, образование большого уклона поверхности болота в прибрежной полосе в сторону уреза воды в озере, следующего очертанию кривой депрессии уровней грунтовых вод. Это сопровождается образованием в торфяной залежи вертикальных трещин, параллельных линии берега, и разрывами растительного ковра, указывающими на наличие горизонтального сползания берега в озеро.

Интенсивный процесс размыва берегов озер в микроландшафтах сфагново-сосново-кустарничковой группы и других, близких к ним типов подтверждается также и рядом других явлений, описание которых можно найти в работе [43].

Явления образования и спуска внутриболотных озер чаще всего встречаются в болотных системах, достигших олиготрофной

фазы развития. Поэтому основными группами типов микроландшафтов, составляющих берега озер, являются комплексные моховые микроландшафты (грядово-мочажинные и грядово-озерные) и сфагново-сосново-кустарничково-пушицевые в различных модификациях количественного соотношения основных видов растений. Поэтому основные характерные типы естественного процесса размыва берегов внутриболотных озер наблюдаются именно в этих двух группах болотных микроландшафтов. Внутриболотные озера в зоне неустойчивого увлажнения, залегающие среди микроландшафтов с евтрофной растительностью, как правило не подвержены эрозионным процессам, так как такие озера сами являются водоприемниками стекающих с болота вод и имеют большей частью отрицательный баланс внутреннего питания.

Тем более это относится к внутриболотным озерам зоны неустойчивого увлажнения, существование которых связано с обязательным наличием внешних водосборов.

Рассмотрим теперь процесс расширения акватории озера после того, как оно прошло стадию спуска части его объема и снижения среднего уровня.

Если озеро залегает среди грядово-озерковых и сфагново-сосново-кустарничковых микроландшафтов (см. рис.32), то, как мы уже видели, наиболее интенсивное разрушение берегов должно происходить в направлении  $OA$ , в котором гряды и озеровидные мочажины параллельны линии берега. Наименьшая интенсивность размыва берегов должна быть в направлении  $OB$ , в котором ось ориентации элемента грядово-озерного комплекса перпендикулярна к линии берега. Наконец, по направлению  $OC$ , по которому к берегу примыкают микроландшафты сфагново-сосново-кустарничковой группы, быстрота разрушения берегов будет меньше, чем в направлении  $OA$ , но больше, чем в направлении  $OB$ . Таким образом, скорость расширения акватории озера оказывается различной в разных направлениях и зависит как от ориентации по отношению к линии берега элементов комплексных микроландшафтов, так и от типа микроландшафта. В итоге, озеро, имеющее на какой-либо момент времени размеры и форму, изображенную на рис. 32, одновременно с процессом общего расширения площади акватории, будет преобразовывать свою форму.

В результате, всякое спущенное озеро-мочажина в грядово-озерном микроландшафте, имеющее вначале форму узкой длинной полосы, направленной перпендикулярно линиям стекания, благодаря процессу неравномерной береговой эрозии всегда будет иметь тенденцию к преобразованию в форму овальную, затем круглую и, наконец, в вытянутую овальную с длинной осью, направленной вдоль линий тока основного фильтрационного потока болота.

Изучение массовых материалов аэрофотосъемки болотно-озерных комплексов, образовавшихся среди грядово-озерных и грядово-мочажинных микроландшафтов, показывает, что большинство озер, достигших значительных размеров (площадь акватории в несколько десятков и сотен га), имеет форму, удлиненную вдоль

линии тока основного фильтрационного потока болотных вод, и, следовательно, вытянуто в направлении, перпендикулярном к направлению ориентации элементов грядово-озерных и грядово-мочажинных комплексов. Чем меньше размер озера, т. е. чем ближе озеро находится к первичной стадии его существования в качестве элемента грядово-озерного комплекса, тем более округленную форму оно имеет. По мере перехода к еще меньшим размерам озера приобретают форму вытянутых полос, перпендикулярных к направлению общего максимального уклона болота, и имеют ту же ориентировку, как и все элементы грядово-озерного микроландшафта. Это хорошо прослеживается на рис. 8 и 28.

Исследования в этом аспекте морфологии озерно-болотных комплексов в сочетании с грядово-озерными, грядово-мочажинными и сфагново-сосново-кустарничково-пушицевыми микроландшафтами [43] показывают, что во всех случаях наблюдается одна и та же общая закономерность преобразования форм внутриболотных озер независимо от типа озерно-болотного комплекса в целом.

Но наряду с этим в болотно-озерных системах Западной Сибири широко распространены структуры озерно-болотного комплекса, отличающиеся на первый взгляд чрезвычайно хаотичностью в расположении крупных и мелких озер, в их формах, ориентации и сочетаниях. Это хорошо видно на рис. 28 (зона б).

Последнее связано с тем, что наряду с описанными процессами эрозии берегов спущенных озер на преобразование их формы влияют еще и другие факторы, тормозящие или изменяющие направления и быстроту расширения акватории озер под влиянием береговой эрозии.

Среди них наиболее существенными являются: 1) слияние соседних крупных озер в процессе расширения их акваторий в одно озеро; 2) обмеление озер в результате разрушения торфяных берегов, переноса и переотложения размывтого материала на дне озер, приводящее к вторичному зарастанию их; 3) осадка торфа в берегах под влиянием дренирующего действия спущенных озер, сопровождающаяся понижением поверхности болота у уреза воды в прилегающих микроландшафтах, усилением роста древесной растительности на прибрежной полосе болота и, как следствие, повышением прочности и устойчивости берегов.

Таким образом, окончательно складывающаяся форма озер различных размеров, их ориентировка по отношению к элементам грядово-мочажинных и грядово-озерных микроландшафтов и к общему направлению потока болотных вод зависит от интенсивности и взаимодействия всех указанных процессов. Это существенно осложняет общее строение озерно-болотных ландшафтов и процесс их формирования.

Последовательное рассмотрение роли всех трех перечисленных факторов и процесса расширения и преобразования акватории отдельных озер в зависимости от типа окружающих их болотных микроландшафтов, выполненное в уже упоминавшейся работе [43], дает возможность объяснить сложную «хаотическую» структуру

озерно-болотных макроландшафтов, широко распространенных в северной половине Западно-Сибирской низменности. Образование такой структуры происходит в результате двух основных взаимодействующих процессов: 1) формирования устойчивых болотно-озерных образований (в том числе грядово-озерных и грядово-мочажинных болотных микроландшафтов) вследствие торфонакопления и постепенных изменений рельефа поверхности болота при соответствующих реакциях растительного покрова на медленно изменяющиеся условия водного питания и стекания влаги с болот; 2) непрерывного нарушения устойчивых форм болотно-озерных образований под влиянием последовательно развивающихся явлений внутриболотной эрозии. Эта последовательность состоит из следующих этапов: русловая эрозия внутриболотных ручьев — спуск внутриболотных озер — неравномерная эрозия берегов, начинающаяся после снижения уровня в озерах, — увеличение акватории и преобразование формы озер (в плане) — слияние соседних озер, достигших больших размеров — процесс обмеления озер при увеличении их площади, приводящий к возобновлению зарастания озер после достижения ими критических малых глубин и возобновлению их заболачивания. Эти явления представляют собой основные фазы в процессе развития и возникновения неустойчивых состояний в болотно-озерных системах и представляемых ими ландшафтах.

Рассмотренные явления показывают, насколько велика роль эрозионных процессов в формировании болотно-озерных систем и в возникновении неустойчивых состояний в их структуре.

Однако эти процессы возникают в болотных системах, достигающих в естественных условиях высокой степени обводненности. При этом повышение общей обводненности системы вызывает, с одной стороны, увеличение в ней суммарной площади открытой водной поверхности и сокращение площади, занятой растительностью, а с другой — спуск воды в озерах с понижением их уровней и расширением акватории вызывает обмеление, вторичное зарастание и заболачивание озер.

Таким образом, в болотно-озерной системе действуют одновременно два противоположных процесса, определяющих быстроту накопления органического материала: расширение водной поверхности за счет сокращения площади, занятой растительным покровом, снижающее ежегодное накопление растительной массы и отложения торфа, и обмеление и вторичное заболачивание озер, увеличивающее количество растительной массы и отложения торфа. Окончательный исход в состоянии системы зависит от преобладания первого или второго процесса. Распад и разрушение системы, очевидно, наступит в том случае, если уменьшение прироста растительной массы (с расширением площади озер и открытой водной поверхности) будет преобладать над увеличением прироста от вторичного заболачивания озер, так как основная функция системы — торфонакопление — будет нарушена и начнется деградация торфяных залежей. Обратный исход должен иметь место при

преобладании увеличения прироста растительной массы (от естественного эрозионного спуска озер и их вторичного заболачивания) над уменьшением ее прироста от расширения суммарной акватории водоемов и сохранения площади растительного покрова. Так как быстрота возобновления растительности и заболачивание, а также ежегодный прирост растительной массы зависят от водно-теплого режима, то в разных климатических условиях количественные соотношения в обоих процессах должны быть разные. Поэтому в более холодном климате распад болотно-озерных систем от переобводнения должен наступать скорее и при относительно меньшей обводненности, чем в более теплом климате. Имея в виду описанные процессы, перейдем к рассмотрению водно-балансовых критериев устойчивости для болотно-озерных систем в целом.

#### 4.7. Воднобалансовые критерии устойчивости для болотно-озерных систем

Выше были рассмотрены воднобалансовые критерии для отдельных микроландшафтов и озер, входящих в болотно-озерные системы. Для исследования закономерностей связи с внешней средой и устойчивости болотно-озерных систем в целом недостаточно установить критерии для отдельных их элементов. Множество озер, образующих совместно с окружающими их болотными микроландшафтами единую взаимосвязанную систему, выступает уже как качественно новое природное образование, взаимосвязь которого с внешней средой не сводится к закономерностям взаимосвязей отдельных его составляющих: озер с окружающими их болотными микроландшафтами и микроландшафтов определенных типов с климатическими параметрами. Поэтому наряду с необходимостью выполнения условий устойчивости для отдельных озер и микроландшафтов должны соблюдаться определенные воднобалансовые соотношения для всей системы в целом, нарушение которых, вызванное теми или другими причинами, может приводить к нарушению и распаду системы.

Обозначим  $\omega_{\Sigma} = \sum \omega_i$  суммарную площадь всех озер в данной озерно-болотной системе и выразим ее в долях единицы, за которую примем площадь  $\omega$  всей озерно-болотной системы ( $\omega_i$  — площадь  $i$ -того озера в системе). Пусть вся данная озерно-болотная система имеет длину ограничивающего ее внешнего спроектированного замкнутого контура по границам болота с минеральными землями, равную  $l$ .

Суммарную площадь всех болотных микроландшафтов в системе обозначим символом  $\omega_{\Sigma M} = \sum \omega_j$ , где индекс  $j$  обозначает тип болотного микроландшафта, а  $\omega_j$  — занимаемую им площадь в системе. Значения  $\omega_{\Sigma M}$  и  $\omega_{\Sigma}$  будем выражать в долях единицы, и относительные значения их обозначим  $\omega_{\Sigma}^* = \frac{\omega_{\Sigma}}{\omega}$ ;  $\omega_{\Sigma M}^* = \frac{\omega_{\Sigma M}}{\omega}$ .

Очевидно, что если границы озерно-болотной системы стабильны во времени, то при любых внутренних преобразованиях

системы, связанных с неустойчивыми состояниями озер и микроландшафтов и изменениями площадей отдельных озер, должно выполняться соотношение

$$\omega_{\Sigma}^* + \omega_{\Sigma M}^* = 1. \quad (4.13)$$

Пусть общая длина спроектированного на сетку линий стекания контура дренирования всей болотной системы  $l$ ; длина спроектированного контура внутреннего дренирования (внутриболотными речками и спущенными внутриболотными озерами)  $l_{\sim}$ , и тогда общая длина спроектированного контура внутреннего и внешнего дренирования (по границе озерно-болотной системы) будет

$$l = l_{\sim} + l_{\sim}. \quad (4.14)$$

Контур внутреннего дренирования создается протекающими по болоту внутриболотными речками и соединяемыми ими озерами, уровни в которых значительно ниже (на 0,8—2,0 м) уровней грунтовых вод в прилегающих к ним болотным микроландшафтам. Это так называемая «спущенная» озерно-речная внутриболотная сеть, которая существует одновременно с «неспущенной» озерно-ручьевой сетью. Последняя не оказывает дренирующего действия на болотную систему и входящие в нее микроландшафты и при расчетах не включается в контур внутреннего дренирования. Механизм образования спущенной озерно-речной внутриболотной сети кратко был рассмотрен в п. 4.6, более подробно изложен в работе [43].

Приведенным микроландшафтом по испарению для данной болотной системы будем называть такой микроландшафт, который удовлетворяет условию

$$\bar{p}_n = \frac{\sum_1^n \omega_j \bar{p}_j}{\omega_{\Sigma M}}, \quad (4.15)$$

где  $\bar{p}_n$  — средний расход влаги на испарение с единицы площади приведенного микроландшафта,  $\omega_j$  — площадь микроландшафта  $j$ -того типа,  $\bar{p}_j$  — испарение с того же микроландшафта,  $n$  — число различных микроландшафтов в системе.

Приведенным микроландшафтом по проточности деятельного горизонта назовем микроландшафт, удовлетворяющий в самом общем случае условиям:

$$q'_1 = \frac{\sum_1^{n_1} q_j l_j}{l_{\Sigma 1}}, \quad (4.16)$$

$$q'_2 = \frac{\sum_1^{n_2} q_j l_j}{l_{\Sigma 2}}, \quad (4.16')$$

где  $q'_1$  и  $q'_2$  — средние многолетние значения проточности деятельного горизонта, приведенные соответственно по контурам стекания и втекания микроландшафтов;  $q_j$  и  $l_j$  — средняя проточность и спроектированный контур микроландшафта  $j$ -того типа;  $n_1$  — число различных микроландшафтов, примыкающих к контуру стекания;  $n_2$  — число различных микроландшафтов, примыкающих к контуру втекания;  $l_{\Sigma 1}$  — суммарный спроектированный контур стекания, а  $l_{\Sigma 2}$  — суммарный спроектированный контур втекания для всей системы.

Для болотно-озерных систем водораздельного и водораздельно-склонового залегания, целиком покрывающих междуречные водоразделы (к которым, например, относятся почти все такие системы в зоне избыточного увлажнения Западной Сибири), контуры притока на внешних границах систем отсутствуют. Поэтому для этого случая достаточно, чтобы приведенный по проточности микроландшафт удовлетворял лишь одному условию (4.16). Тогда очевидно, что

$$l = l_{\Sigma 1} = l_{\sim} + l_{\wedge}.$$

Учитывая введенные обозначения, можно написать уравнение водного баланса для болотно-озерных систем, не имеющих контуров притока, в следующем виде:

$$\omega_{\Sigma} (\bar{p}_o - \bar{p}_{н оз}) + \omega_{\Sigma М} (\bar{p}_o - \bar{p}'_и) = q'_1 l. \quad (4.17)$$

Так как полный контур дренирования  $l$  в каждой озерно-болотной системе в общем случае состоит из контура внутреннего дренирования  $l_{\sim}$  и контура внешнего дренирования  $l_{\wedge}$ , то последнее уравнение можно написать в другом виде:

$$\omega_{\Sigma} (\bar{p}_o - \bar{p}_{н оз}) + \omega_{\Sigma М} (\bar{p}_o - \bar{p}'_и) = \bar{q}_{\sim} l_{\sim} + \bar{q}_{\wedge} l_{\wedge}, \quad (4.18)$$

где  $\bar{q}_{\sim}$  — средняя проточность для приведенного микроландшафта по внутреннему контуру дренирования,  $\bar{q}_{\wedge}$  — то же, по внешнему контуру дренирования. В общем случае значения  $\bar{q}_{\sim}$  и  $\bar{q}_{\wedge}$  могут быть различны;  $\bar{p}_o$  — средняя величина (норма) осадков.

Разделив обе части уравнения на  $\omega$ , получим

$$\omega_{\Sigma}^* (\bar{p}_o - \bar{p}_{н оз}) + \omega_{\Sigma М}^* (\bar{p}_o - \bar{p}'_и) = \bar{q}_{\sim} \frac{l_{\sim}}{\omega} + \bar{q}_{\wedge} \frac{l_{\wedge}}{\omega}. \quad (4.19)$$

Так как  $\bar{p}_o - \bar{p}_{н оз} = \bar{p}_{оз}$  и  $\bar{p}_o - \bar{p}'_и = \bar{p}_М$  представляют собой внутреннее питание соответственно озер и приведенного болотного микроландшафта, то, разделив обе части уравнения на  $\bar{p}_{оз}$ , получим уравнение в безразмерных величинах:

$$\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma М}^*} + \frac{\bar{p}_М}{\bar{p}_{оз}} = \frac{\bar{q}_{\sim}}{\omega_{\Sigma М}^* \bar{p}_{оз}} \cdot \frac{l_{\sim}}{\omega} + \frac{\bar{q}_{\wedge}}{\omega_{\Sigma М}^* \bar{p}_{оз}} \cdot \frac{l_{\wedge}}{\omega}. \quad (4.20)$$

Прежде чем рассмотреть числовые значения членов, входящих в последние уравнения (4.19) и (4.20), для конкретных территорий, занятых озерно-болотными системами, покажем, что дают эти уравнения в качестве общего критерия устойчивости озерно-болотной системы.

Выполнение условия (4.20) является, очевидно, обязательным, для того чтобы озерно-болотная система находилась в состоянии устойчивого динамического равновесия. Следовательно, изменение любого из членов этого уравнения должно повлечь за собой соответствующее изменение каких-либо других членов уравнения, для того чтобы уравнение выполнялось и система могла находиться в новом устойчивом состоянии. Периоды несоблюдения этого равенства, очевидно, всегда будут периодами неустойчивого состояния системы или периодами преобразования (перестройки) ее внутренней структуры.

Рассмотрим, какие преобразования могут происходить в болотно-озерной системе, учитывая реально возможные процессы. Внутреннее питание озер  $\bar{p}_{оз}$ , определяемое для данной территории как разность норм осадков и испарения с водной поверхности, практически можно (в пределах данной климатической эпохи) считать величиной, независимой от характера распределения водной поверхности в болотно-озерной системе. Следовательно,  $\bar{p}_{оз}$  при любых возможных изменениях остальных членов уравнения (4.20) остается неизменной величиной — инвариантом. Испарение с болотных микроландшафтов  $\bar{p}'_{и}$  и соответственно внутреннее питание болотных микроландшафтов  $\bar{p}_м = \bar{p}_о - \bar{p}'_{и}$  являются ограниченно варьирующими величинами: от величины испарения с наиболее «сухих» болотных микроландшафтов лесного типа (сосново-сфагново-кустарничковых и сосново-кедрово-кустарничково-сфагновых для сибирских болот) или, в пределе, с суходольных хвойных редкостойных лесов на песчаных почвах до величины испарения с наиболее обводненных топяных болотных микроландшафтов, испарение с которых близко к испарению с водной поверхности. В соответствии с этим можно считать, что величины отношения  $\bar{p}_м/\bar{p}_{оз}$  изменяются в диапазоне от 2 до 1.

Длина контура внешнего дренирования  $l$  практически не может изменяться в естественных условиях, поскольку границы болотных ландшафтов с минеральными незаболоченными землями фиксируются состоянием дренированности территории, речной сетью и климатом района расположения озерно-болотных систем (см. п. 1.2). Изменение этих границ, и то только в связи с расширением заболоченной площади (так как процесс заболачивания необратим и при увеличении вреза речных русел заболоченные территории в зоне избыточного увлажнения не сокращаются), может происходить при искусственном подтоплении речных систем. Длина внутреннего контура дренирования может изменяться

в очень широких пределах: от полного отсутствия такового в болотных системах ( $l_{\text{в}} = 0$ ) до величин, значительно превосходящих длину контура внешнего дренирования ( $l_{\text{в}} \gg l_{\text{в}}$ ). Эти изменения связаны, как уже указывалось, с естественным процессом внутриболотной эрозии, проявляющимся в весьма сложных и своеобразных формах (см. п. 4.6 настоящей работы), рассмотренным более подробно в работе [43].

Среди величин, входящих в уравнение (4.20), в широком диапазоне изменяется (под действием природных процессов или под воздействием человеческой деятельности) только величина  $l_{\text{в}}$ , т. е. контур внутреннего дренирования. Непосредственное воздействие на величины  $\rho_{\text{оз}}$ ,  $\rho_{\text{м}}$ ,  $q_{\text{в}}$ ,  $q_{\text{в}}$  практически исключается (как в природных условиях, так и при хозяйственно-технической деятельности человека). Искусственное изменение соотношения площадей озер и болот ( $\omega_{\Sigma}$  и  $\omega_{\Sigma\text{м}}$ ) в ландшафте, (не через посредство осушительных мелиораций или других подобных мероприятий, изменяющих водный режим и режим стекания вод) хотя и возможно, но прак-

тически вряд ли целесообразно. Поэтому величину  $\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma\text{м}}^*}$  будем рассматривать как зависимую, а не как независимое переменное в преобразовании. При этих условиях единственной активно меняющейся величиной в болотно-озерной системе является отношение контура внутреннего дренирования  $l_{\text{в}}$  к площади болот  $\omega_{\Sigma\text{м}}$ .

Рассмотрим на основании уравнения (4.20), к каким последствиям может привести изменение этого отношения,  $\frac{l_{\text{в}}}{\omega_{\Sigma\text{м}}^* \omega}$ . Оче-

видно, что его изменение может происходить как вследствие природных процессов, так и под влиянием искусственных мероприятий, в частности при осушении болот. Предположим, что вследствие внутриболотной эрозии идет расширение акватории озер и увеличение длины внутриболотных водотоков. При этом отношение

$\frac{l_{\text{в}}}{\omega_{\Sigma\text{м}}^* \omega}$  увеличивается как за счет увеличения  $l_{\text{в}}$ , так и за счет некоторого сокращения доли площади болотных фаций  $\omega_{\Sigma\text{м}}$  при соответствующем расширении акватории озер  $\omega_{\Sigma}$  под действием береговой эрозии [при этом обязательно должно выполняться условие (4.13)].

Следовательно, возрастание величины  $\frac{l_{\text{в}}}{\omega_{\Sigma\text{м}}^* \omega}$  при устойчивости всей системы и сохранении ее в прежних границах должно компенсироваться либо соответствующим уменьшением  $\frac{q_{\text{в}}}{\rho_{\text{оз}}}$ , либо увеличением членов левой части уравнения (4.20), т.е. увеличе-

нием отношения  $\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma\text{м}}^*}$  и отношения  $\frac{\bar{\rho}_{\text{м}}}{\rho_{\text{оз}}}$ . Но так как  $\bar{\rho}_{\text{оз}}$  неизменно,

то увеличение  $(\bar{p}_M, \bar{p}_{O3})$  возможно только за счет возрастания питания болотных микроландшафтов  $\bar{p}_M$ . Уменьшение проточности  $\bar{q}$ , что возможно при условии смены микроландшафтов на менее обводненные, должно сопровождаться и уменьшением испарения с них и, следовательно, увеличением их питания  $\bar{p}_M$ . Таким образом, эти изменения в членах уравнения (4.20) представляют собой согласованное (по направлению изменения  $\bar{q}$  и  $\bar{p}'_M$ ) преобразование. Однако абсолютные величины изменения  $\bar{q}$  и  $\bar{p}_M$  при изменениях микроландшафта могут оказаться несогласованными. В этом случае, для того чтобы выполнялось уравнение (4.20) и система находилась в устойчивом состоянии, должно измениться отношение  $\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma M}^*}$ , т. е. соотношение между открытой водной поверхностью и болотными микроландшафтами.

Очевидно, прежде всего необходимо установить, в каких реальных пределах может происходить изменение внутреннего контура дренирования болотно-озерных систем без изменения соотношения площадей открытой водной поверхности и болотных микроландшафтов, т. е. отношения  $\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma M}^*}$ .

Для этого произведем некоторые преобразования уравнения (4.20).

Полагая, что приведенные проточности по внешнему и внутреннему контурам дренирования системы приблизительно близки, для упрощения задачи в первом приближении примем, что

$$\bar{q}_- \cong \bar{q}_+ = \bar{q}. \quad (4.21)$$

Тогда уравнение (4.20) можно представить в следующих видах:

$$\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma M}^*} = \frac{\bar{q}}{P_{O3} \omega_{\Sigma M}^*} \left( \frac{l_-}{\omega} + \frac{l_+}{\omega} \right) - \frac{\bar{p}_M}{P_{O3}} = \frac{\bar{q}}{P_{O3} \omega_{\Sigma M}^*} \cdot \frac{l}{\omega} - \frac{\bar{p}_M}{P_{O3}}, \quad (4.22)$$

$$\bar{q} = \frac{\left( \frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma M}^*} + \frac{\bar{p}_M}{P_{O3}} \right) \cdot P_{O3} \omega_{\Sigma M}^*}{\frac{l}{\omega}} = \frac{\omega_{\Sigma}^* P_{O3} + \omega_{\Sigma M}^* \bar{p}_M}{\frac{l}{\omega}} \quad (4.22')$$

или

$$\frac{l_-}{\omega} = \frac{\bar{p}_M \omega_{\Sigma M}^* + P_{O3} \omega_{\Sigma}^*}{\bar{q}} - \frac{l_+}{\omega}. \quad (4.22'')$$

Последняя форма уравнения дает возможность судить об условиях устойчивости системы и возможных пределах изменения

$\frac{l}{\omega}$  без нарушения в ней соотношения площадей озер и болотных микроландшафтов  $\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma M}^*}$ , т. е. без изменения в этом смысле структуры системы.

Рассмотрим случай, когда внешние границы дренирования системы уже стабилизировались и площадь  $\omega$ , занимаемая системой, во времени не изменяется. Так как для данного района расположения системы  $\bar{p}_{оз} = \text{const}$  и  $\frac{l}{\omega}$ ,  $\omega_{\Sigma M}^*$  и  $\omega_{\Sigma}^*$  постоянны по условию, то пределы изменения контура внутреннего дренирования и морфологического коэффициента внутреннего дренирования  $\frac{l}{\omega}$  определяются только пределами возможного изменения проточности  $\bar{q}$  болотных микроландшафтов при смене их типов и их питания  $\bar{p}_M$ , т. е. возможными изменениями испарения с них. При этом чем больше члены  $\bar{p}_{оз}$ ,  $\omega_{\Sigma}^*$  и  $\frac{l}{\omega}$ , тем меньше диапазон возможного изменения  $\frac{l}{\omega}$  без нарушения структуры системы (т. е. соотношения площадей озер и болот). В пределе, когда

$$\frac{l}{\omega} = \left[ \frac{\bar{p}_M \omega_{\Sigma M}^* + \bar{p}_{оз} \omega_{\Sigma}^*}{\bar{q}} \right]_{\text{макс}}$$

при условии  $\bar{q} = \bar{q}_{\text{мин}}$  и  $\bar{p}_M = \bar{p}_{M \text{ макс}}$  диапазон возможного изменения внутреннего дренирования  $\frac{l}{\omega}$  без нарушения структуры системы равен нулю. И, следовательно, в этом случае всякое увеличение контура внутреннего дренирования должно обязательно компенсироваться в системе сокращением суммарной площади озер и возрастанием площади болотных микроландшафтов, поскольку  $\bar{p}_M' > \bar{p}_{оз}$ .

Если в пределе

$$\frac{l}{\omega} = \left[ \frac{\bar{p}_M \omega_{\Sigma M}^* + \bar{p}_{оз} \omega_{\Sigma}^*}{\bar{q}} \right]_{\text{мин}}$$

(что соответствует условию  $\bar{q} = \bar{q}_{\text{макс}}$  и  $\bar{p}_M = \bar{p}_{M \text{ мин}}$ ), то, очевидно, возможный диапазон изменения внутреннего дренирования без нарушения структуры системы максимальный благодаря смене болотных микроландшафтов на менее обводненные, т. е. благодаря соответствующему уменьшению проточности  $\bar{q}$ .

Если

$$\frac{l}{\omega} < \left[ \frac{\bar{p}_M \omega_{\Sigma M}^* + \bar{p}_{оз} \omega_{\Sigma}^*}{\bar{q}} \right]_{\text{мин}}$$

то, очевидно, система будет неустойчивой из-за переобводнения и гибели растительного покрова. Ее существование в этом случае

может быть продолжено, если естественным или искусственным путем будет образован контур внутреннего дренирования, причем длина его будет достаточной для выполнения равенства (4.22''), хотя бы при максимальном значении  $\bar{q}$ , отвечающем диапазону его изменения в болотных фитоценозах.

С ростом обводненности болотных микроландшафтов и соответственным увеличением их проточности  $\bar{q}$  питание  $\bar{p}_M \rightarrow \bar{p}_{Oz}$ , так как испарение с них приближается к испарению с открытой водной поверхности. В этом случае, как видно из уравнений (4.13) и (4.20), любые изменения в соотношениях площадей озер  $\omega_\Sigma^*$  и болотных микроландшафтов  $\omega_{\Sigma M}^*$  мало сказываются на соблюдении равенства (4.22'). Поэтому при  $\bar{q} \rightarrow \bar{q}_{\max}$  и  $\bar{p}_M \rightarrow \bar{p}_{Oz}$  система по соотношению в ней площадей болотных микроландшафтов и озер становится неустойчивой. Если при этих условиях изменение  $\frac{l_\omega}{\omega}$  вызывается какими-либо внешними причинами, то увеличение или уменьшение  $\frac{l_\omega}{\omega}$  не может компенсироваться соответствующими изменениями  $\omega_\Sigma^*$  и  $\omega_{\Sigma M}^*$  для соблюдения равенства (4.19). В этом случае при уменьшении  $\frac{l_\omega}{\omega}$  вся система может распадаться с возможностями различных исходов и дальнейших преобразований (см. п. 4.2). Отсюда вытекает также весьма важный вывод, что устойчивость озерно-болотных систем повышается по мере увеличения разницы в атмосферном питании<sup>1</sup> озер и болотных микроландшафтов, т. е. по мере увеличения разности в испарении с открытой водной поверхности и с болотных фитоценозов.

На основании изложенного воднобалансовый критерий устойчивости болотно-озерных систем, ограничивающий область их устойчивых состояний, может быть записан в следующем виде:

$$\left[ \frac{\bar{p}_{M \min} \omega_{\Sigma M}^* + \bar{p}_{Oz} \omega_\Sigma^*}{q_{\max}} \right]_{\min} < \frac{l_\omega + l_\omega}{\omega} < \left[ \frac{\bar{p}_{M \max} \omega_{\Sigma M}^* + \bar{p}_{Oz} \omega_\Sigma^*}{q_{\min}} \right]_{\max} \quad (4.23)$$

Из него как частный случай при  $\omega_\Sigma^* = 0$  и  $\omega_{\Sigma M}^* = 1$  получается воднобалансовый критерий устойчивости для болотных систем без озер:

$$\frac{\bar{p}_{M \min}}{q_{\max}} < \frac{l_\omega + l_\omega}{\omega} < \frac{\bar{p}_{M \max}}{q_{\min}} \quad (4.23')$$

Наконец, если принять условием устойчивости нарушение основной функции системы, т. е. прекращение торфонакопления и

<sup>1</sup> В общем случае это относится не только к разнице в атмосферном питании, но вообще к разнице во внутреннем питании озер и болотных микроландшафтов.

распад системы, а не отношение суммарных площадей озер и болотных ландшафтов, то диапазон устойчивых состояний, допускающий любые внутренние изменения структуры системы, соответственно расширится и на основании (4.23) и (4.13) будет выражаться соотношением

$$\left[ \frac{\bar{P}_{\text{М мин}} \omega_{\Sigma \text{ мин}}^* + \bar{P}_{\text{Оз}} \omega_{\Sigma \text{ макс}}^*}{\bar{q}_{\text{макс}}} \right]_{\text{мин}} < \frac{l_{\text{в}} + l_{\text{н}}}{\omega} < \frac{\bar{P}_{\text{М макс}}}{\bar{q}_{\text{мин}}}. \quad (4.24)$$

В левой части этого выражения значения  $\omega_{\Sigma \text{ макс}}^*$  и  $\omega_{\Sigma \text{ мин}}^*$  должны соответствовать такому соотношению площадей озер и болотных микроландшафтов в системе, при котором приращение торфяных отложений из расчета на всю площадь системы практически равно нулю. Это условие начинает выполняться, когда

$$\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma \text{ М}}^*} > 1,$$

что равносильно условию  $\omega_{\Sigma}^* < 0,5$  (так как  $\omega_{\Sigma}^* + \omega_{\Sigma \text{ М}}^* = 1$ ), т. е. когда площадь открытой водной поверхности в системе больше половины всей ее площади.

Рассмотрим теперь предельный случай, когда в болотной системе озер нет и их площадь в уравнении (4.22'') соответственно равна нулю. Тогда, поскольку  $\omega_{\Sigma \text{ М}}^* = 1$ , вместо уравнения (4.22'') имеем:

$$\frac{l_{\text{в}}}{\omega} = \frac{\bar{P}_{\text{М}}}{q} - \frac{l_{\text{н}}}{\omega}. \quad (4.25)$$

Выясним, в каких пределах может изменяться внутренний контур дренирования  $l_{\text{в}}$  и величина морфологического коэффициента  $\frac{l_{\text{в}}}{\omega}$  болотной системы при реальных, известных нам, диапазонах изменения питания  $\bar{P}_{\text{М}}$  и проточности  $\bar{q}$  болотных микроландшафтов.

Из выражения (4.25) следует, что если коэффициент питания  $\frac{\bar{P}_{\text{М}}}{q} \rightarrow \frac{l_{\text{н}}}{\omega}$ , то длина внутреннего контура  $l_{\text{в}}$  должна стремиться к нулю. В противном случае болотная система будет неустойчивой и может распадаться. И наоборот, при уменьшении длины внешнего контура и соответственно морфологического коэффициента по внешнему контуру ( $\frac{l_{\text{н}}}{\omega} \rightarrow 0$ ) морфологический коэффициент по внутреннему контуру дренирования приближается к значению коэффициента питания  $\frac{\bar{P}_{\text{М}}}{q}$ , и, следовательно, в этом случае возможный диапазон изменения внутреннего контура  $l_{\text{в}}$  без нарушения устойчивости системы определяется пределами изменения только коэффициента питания.

Как видно из выражения (4.25), чем меньше коэффициент питания, тем меньше возможное максимальное значение внутреннего контура дренирования болотной системы одного и того же размера и меньше возможный диапазон его изменения при одном и том же  $\frac{L}{\omega}$ . Отсюда вытекает, что болотная система с отсутствием внутриболотных озер устойчива лишь до тех пор, пока для компенсации изменений, вызванных отведением с болота влаги, достаточно развития внутреннего контура с соответствующим изменением состава болотной растительности (болотных микроландшафтов).

Из сопоставления зависимостей (4.25) и (4.22'') нетрудно видеть что, поскольку  $\bar{p}_M$  всегда больше  $(\bar{p}_M \omega_{\Sigma M}^* + \bar{p}_{Oz} \omega_{\Sigma}^*)$ , озерно-болотная система всегда менее устойчива по отношению к уменьшению коэффициента питания  $a = \frac{\bar{p}_M}{q}$ , чем болотная система без озер. Этим и объясняется наблюдаемое исчезновение озер в болотных системах, начиная с тех широт, где дефицит атмосферного питания озер  $|\bar{p}_{Oz}|$  становится равным величине положительного атмосферного питания болотных микроландшафтов и где, таким образом, сумма  $(\bar{p}_M + \bar{p}_{Oz}) = 0$ . Начиная с этих широт, озерно-болотные системы без внутреннего грунтового или без внешнего питания озер, т. е. без существования внутриболотных или внешних водосборов у озер, оказываются неустойчивыми и существовать не могут.

Рассмотрим эти выводы применительно к конкретным значениям проточностей болотных микроландшафтов различных типов и величинам атмосферного питания их, определяемым широтными изменениями климатических характеристик.

#### 4.8. Расчет области устойчивых состояний болотно-озерных систем

Прежде всего установим реальные пределы изменения величин, входящих в соотношения (4.23), (4.23') и (4.24). Пределы изменения

коэффициента питания болотных микроландшафтов  $\frac{\bar{p}_M}{q}$  оп-

ределяются диапазоном изменения величин проточности  $q$  для различных типов микроландшафтов и диапазоном изменения их внутреннего питания  $\bar{p}_M$ . С увеличением обводненности микроландшафтов проточность их возрастает и уменьшается величина внутреннего атмосферного питания вследствие увеличения испарения с ростом обводненности. С уменьшением обводненности микроландшафтов указанные величины изменяются в обратном порядке: Выбирая из всех известных типов болотных микроландшафтов наиболее

обводненные и наименее обводненные и соответствующие им значения проточности и испарения, можно определить крайние предельные случаи существования болотных микроландшафтов, при которых болотные системы еще сохраняют свою основную функцию — торфонакопление и не деградируют. Диапазон изменения проточности различных типов болотных микроландшафтов, имеющих положительный баланс атмосферного питания, определяется на основании данных табл. 8 (см. п. 2.8) и изменяется от 0,5—1,5 л/(с·км), для наиболее «сухих» сосново-кустарничковых микроландшафтов, до 11—15 л/(с·км), для самых обводненных грядово-мочажинных (со сфагново-шейхцериевыми мочажинами) и грядово-озерных микроландшафтов, в которых мочажины и озерки-мочажины занимают до 90% площади в микроландшафте, т. е. составляют основной фон в структуре микроландшафта. Эти пределы значений средней многолетней проточности  $\bar{q}$  характеризуют по существу весь диапазон ее изменения в болотных системах без нарушения биологической и механической устойчивости растительных сообществ. Поэтому они могут быть приняты в расчет как крайние, известные нам сейчас значения, преуменьшение или преувеличение которых ведет к распаду и деградации растительных сообществ (см. п. 4.5) от переосушения или переобводнения деятельного слоя и торфяной залежи. За минимальное значение  $\bar{q}$  примем 1 л/(с·км), так как меньшие значения могут находиться уже за пределом устойчивости системы. За максимальное значение примем 15 л/(с·км).

Количественную оценку и расчет пределов устойчивости озерно-болотных систем нужно проводить, очевидно, для конкретных регионов, характеризующихся определенными физико-географическими условиями.

Выполним такие расчеты для Западно-Сибирской равнины, учитывая, что этот регион является уникальным по степени заболоченности его северной половины. При этом не будем рассматривать области многолетней мерзлоты, поскольку для них отсутствуют необходимые экспериментальные данные по типам, структуре и физическим свойствам болотных микроландшафтов, а также недостаточно изучена морфология и структура болотных образований.

Проведем вначале вспомогательные вычисления для определения питания болотных микроландшафтов  $\bar{p}_m$  и внутриболотных озер  $\bar{p}_{ов}$ .

Для этого воспользуемся известными методами расчета испарения с водной поверхности и с болотных микроландшафтов. Последние были рассмотрены нами в гл. 3.

Для определения средних годовых величин испарения с водной поверхности была использована карта испарения А. П. Браславского и З. А. Викулиной.

Для расчета испарения с болот использовалась зависимость

(3.8) и уточненные средние многолетние значения  $\alpha$  для месячных величин испарения [5, 6]. Средние годовые величины испарения вычислялись как суммы средних месячных величин испарения за теплый сезон года. Значения радиационного баланса подсчитаны по данным наблюдений 15 метеостанций, указанных на карте

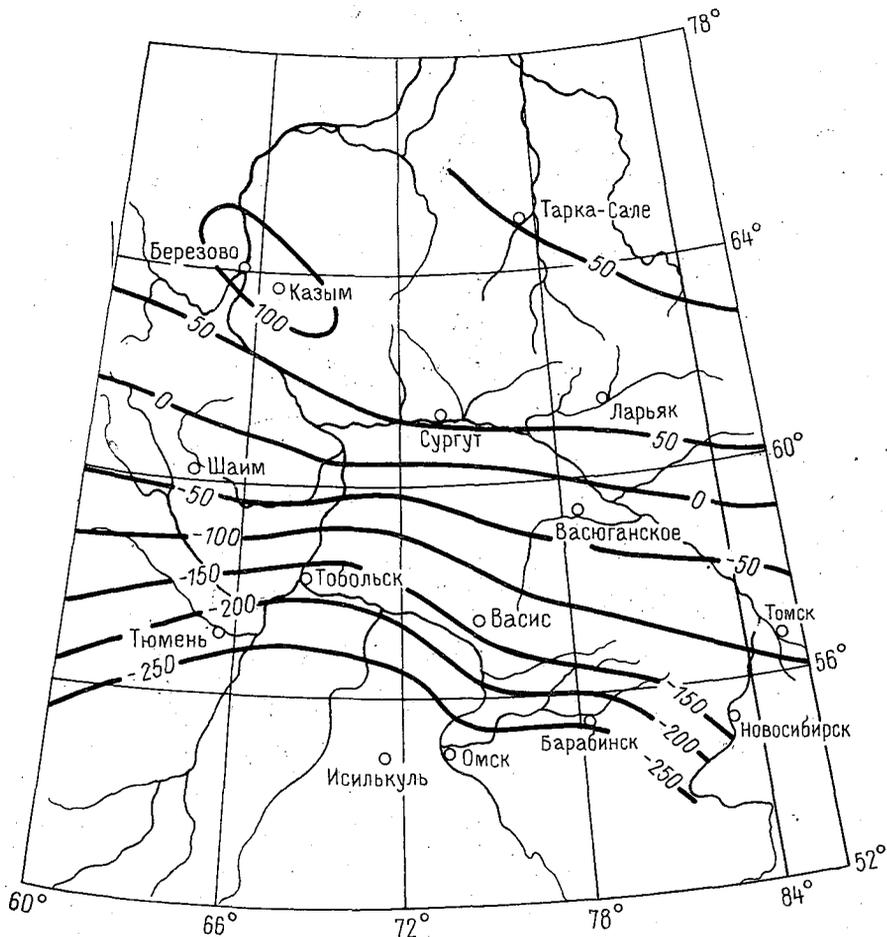


Рис. 33. Карта среднего годового атмосферного питания и дефицита атмосферного питания внутриболотных озер.

рис. 33 и имеющих ряды наблюдений продолжительностью от 35 до 45 лет. На основании этих величин была построена карта испарения с болотных микроландшафтов.

Для вычисления атмосферного питания и дефицита атмосферного питания внутриболотных озер, а также для вычисления атмосферного питания болотных микроландшафтов как разностей норм осадков и испарения средние многолетние значения осадков

приняты по карте ГГО. По полученным таким путем значениям построены карты атмосферного питания и дефицита атмосферного питания внутриболотных озер (рис. 33) и болотных микроландшафтов (рис. 34).

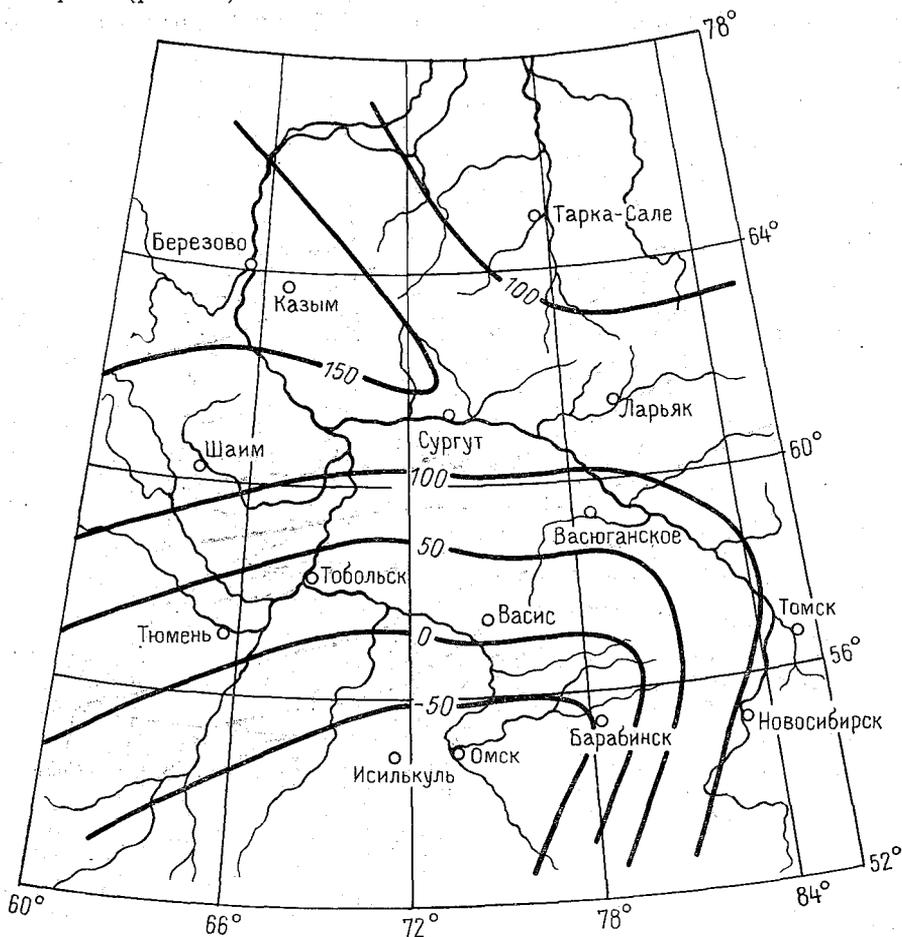


Рис. 34. Карта среднего годового атмосферного питания и дефицита атмосферного питания болотных микроландшафтов Западной Сибири.

По этим данным построены кривые изменения по широте атмосферного питания и дефицита атмосферного питания болотно-озерных систем по меридианам от 66 до 84° в. д., представленные на рис. 35.

На каждом графике нанесены три кривые: кривые 1 отражают изменение по широте атмосферного питания моховых олиготрофных болотных микроландшафтов (см. п. 1.8), кривые 2 — изменение атмосферного питания озер (см. п. 3.5) и кривые 3 — измене-

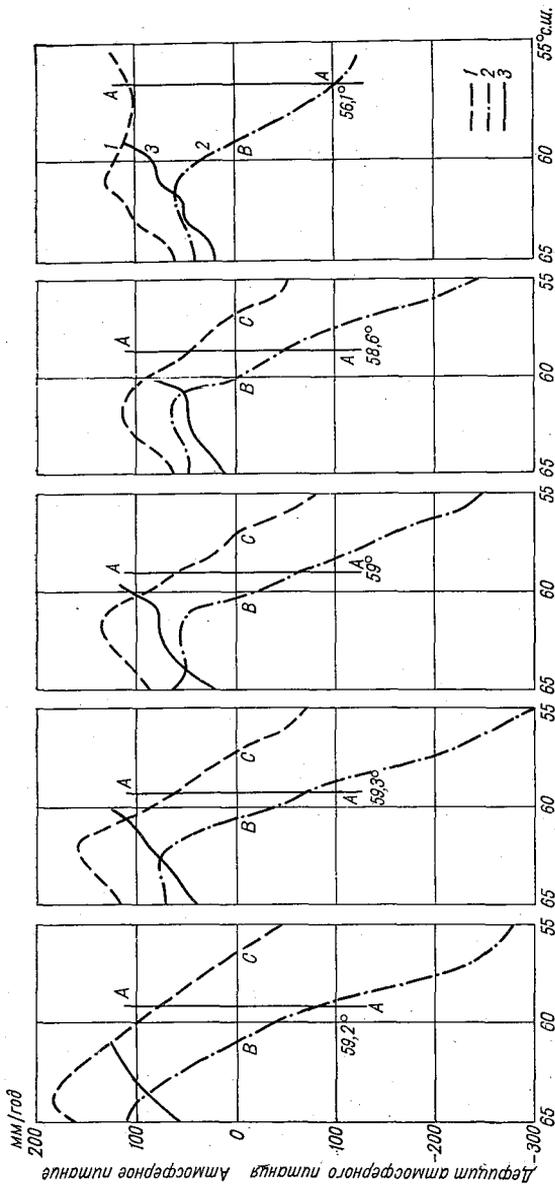


Рис. 35. Зависимость атмосферного питания и дефицита атмосферного питания болотно-озерных систем Западно-Сибирской равнины от широты по меридианам 66, 72, 75, 78, 84° в. д. (слева направо).

1 — питание болотных микроландшафтов ( $\bar{p}_M$ ), 2 — питание озер ( $\bar{p}_{O_3}$ ), 3 — разность питания болотных микроландшафтов и озер.

ние разности питания болот и озер при положительном балансе атмосферного питания тех и других. Вертикальные линии  $AA$  проведены на широте, на которой величина атмосферного питания болотных микроландшафтов равна дефициту атмосферного питания озер, т. е. где

$$\bar{p}_m - \bar{p}_{оз} = 0.$$

Очевидно, что на широтах, лежащих слева от точки  $B$  (точка пересечения кривой 2 ( $\bar{p}_{оз}$ ) с осью нулевого питания) в болотно-озерных системах могут существовать озера всех типов, в том числе и озера, расположенные в эпицентрах выпуклости болотных мезоландшафтов, у которых контур притока полностью отсутствует и имеется только контур стока [типы I и IV озерно-болотных комплексов (см. п. 3.5)]. При этом устойчивые размеры отдельных озер определяются воднобалансовыми критериями (3.53') и (3.59).

В зоне между точкой  $B$  и прямой  $AA$  в болотно-озерных системах должны отсутствовать озера, не имеющие контура притока (внешнего питания). Следовательно, в системах этой зоны могут быть только озера, залегающие на склонах болотных массивов, причем внешнее питание озер через контур притока должно быть больше, чем через контур стока. Таким образом, в этом широтном интервале болотно-озерные системы могут содержать только второй и третий типы залегания озер. При этом обычно должны отсутствовать озера, расположенные на участках склона с сильно расходящимся потоком, на которых приток через внешний контур обычно должен быть меньше стока. Вправо от линии  $AA$  до точки  $C$  (точка пересечения кривой 1 ( $\bar{p}_m$ ) с линией нулевого питания) располагается широтная зона, в болотно-озерных системах которой могут существовать озера только со значительным преобладанием притока (через контур притока) над стоком через контур стекания. При этом весь дефицит атмосферного питания озер в этих системах должен покрываться за счет их внешнего питания из окружающих болотных микроландшафтов. В морфологическом отношении это соответствует практически тем случаям, когда озера располагаются на склонах болотных массивов с резко сходящимся потоком (см. п. 3.5). Вправо от точки  $C$  располагается широтная зона, в которой существование озер за счет болотного внешнего питания невозможно, так как болотные микроландшафты имеют здесь дефицит атмосферного питания. Следовательно, в этой зоне болотно-озерные системы могут существовать только за счет внешнего питания грунтовыми и поверхностно-приточными водами или за счет грунтово-напорного внутреннего питания. Естественным следствием этого является расположение болотно-озерных систем только в депрессиях, котловинообразных понижениях и других отрицательных формах рельефа, обеспечивающих наличие внешнего или напорного питания в системе. В этих условиях, как уже указывалось в гл. 1, сами болотные массивы могут

обладать лишь вогнутой или плоской формой рельефа поверхности с уклоном к дренирующим их озерам.

Основываясь на зависимостях рис. 35 и воднобалансовом критерии системы (4.23) и (4.23'), можно определить диапазоны воз-

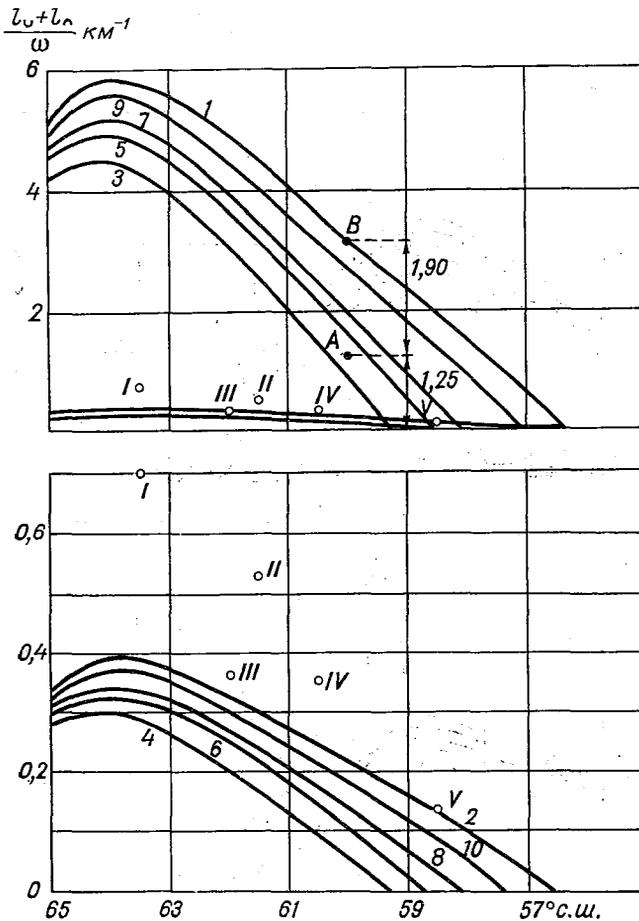


Рис. 36. Области устойчивых состояний болотных и озерно-болотных систем по меридиану 66° в. д. (внизу — кривые нижнего предела устойчивости в увеличенном вертикальном масштабе).

можного изменения морфологического коэффициента дренирования болотно-озерных систем  $\frac{L_u + L_o}{\omega}$ , в пределах которых его изменения не вызовут нарушения устойчивости и распада системы.

Принимая приведенные выше предельные значения проточности для болотных микроландшафтов равными:  $\bar{q}_{\text{мин}} = 1 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км})$

и  $\bar{q}_{\text{макс}} = 15 \text{ л/с} \cdot \text{км}$ , вычисляем кривые (рис. 36—38):

$$\left( \frac{l_{\text{н}} + l_{\text{н}}}{\omega} \right)_{\text{макс}} = f_1(\delta)$$

и

$$\left( \frac{l_{\text{н}} + l_{\text{н}}}{\omega} \right)_{\text{мин}} = f_2(\delta),$$

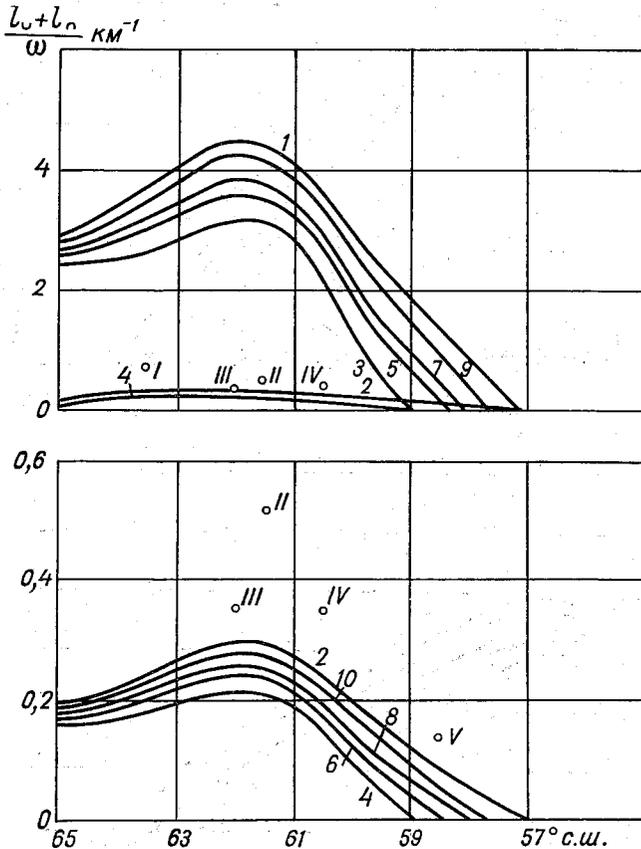


Рис. 37. Области устойчивых состояний болотных и озерно-болотных систем по меридиану  $75^\circ$  в. д. (внизу — кривые нижнего предела устойчивости в увеличенном вертикальном масштабе).

ограничивающие область устойчивых состояний болотно-озерных систем различных меридианах, где  $\delta$  — широта местности.

Все вычисления представлены в приложении 2. Верхняя кривая 1 на рис. 36—38 соответствует изменению по широте максимальных значений коэффициентов питания болотных микроланд-

шафтов,  $a_{\text{с макс}} = \frac{\bar{p}_{\text{м}}}{q_{\text{мин}}}$ , и ограничивает область устойчивых состоя-

ний болотных систем с отсутствием озер по отношению к их распаду от переосушения. Превышение значений морфологического коэффициента дренирования  $\frac{l_u + l_n}{\omega}$  над величинами, определяемыми кривой 1, должно привести к появлению отрицательного баланса органической массы в системе и к деградации торфяной залежи, т. е. к уменьшению ее толщины и постепенному распаду болотной системы.

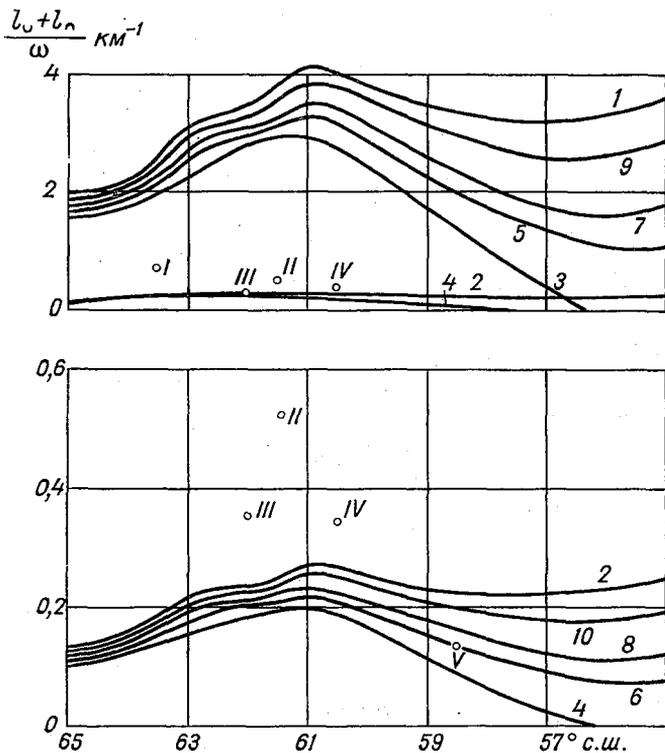


Рис. 38. Области устойчивых состояний болотных и озерно-болотных систем по меридиану 84° в. д. (внизу — кривые нижнего предела устойчивости в увеличенном вертикальном масштабе).

Нижняя кривая 2, соответствующая изменению по широте минимальных значений коэффициента питания,  $a_{s \text{ мин}} = \frac{p_{\text{м}}}{q_{\text{макс}}}$ , ограничивает область устойчивых состояний болотных систем без озер по отношению к их распаду от переувлажнения, при котором растительные сообщества, как уже говорилось, теряют биологическую и механическую устойчивость (п. 4.5), уменьшается ежегодный

прирост биомассы в болотной системе и развиваются эрозионные процессы.

Однако процесс деградации болотной растительности на нижней границе значений  $a_s$ , т. е. от переувлажнения, происходит посредством естественного последовательного преобразования болотных систем без озер в болотно-озерные системы с различным и последовательно увеличивающимся отношением открытой водной поверх-

ности к площади болотных микроландшафтов  $\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma M}^*}$ . Увеличение

в системе открытой водной поверхности, сопровождающееся одновременным развитием внутреннего контура дренирования  $l_{-}$  и некоторым уменьшением питания системы, идет одновременно с процессом уменьшения обводненности микроландшафтов, локализацией и объединением малых участков, занятых сфагново-кустарничково-сосновыми группировками (например, гряд в грядово-мочажинных микроландшафтах), в более крупные по площади участки.

Это в свою очередь снижает значения приведенной проточности  $q$  и повышает коэффициент питания  $a_s$ . Таким образом, возрастание суммарной площади открытой водной поверхности в болотно-озерных системах повышает их устойчивость, что на графиках рис. 36—38 выражается в перемещении вниз нижних, ограничивающих зону устойчивости, кривых при увеличении водной поверхности в системе.

Кривые 3, 5, 7, 9 и 4, 6, 8, 10, ограничивающие области устойчивых состояний системы соответственно от обезвоживания и переобводнения, представляют критические значения функции  $\frac{l_{-} + l_{+}}{\omega} = f(\delta)$  при различных постоянных соотношениях в системе суммарной площади озер и болотных микроландшафтов. На графике

рис. 36—38 они даны для соотношений  $\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma M}^*} = 1; 0,5; 0,33$  и  $0,11$ .

Зоны, заключенные между кривыми 1 и 3 и кривыми 2 и 4, представляют собой совокупности тех значений  $\frac{l_{-} + l_{+}}{\omega}$  на каждой широте  $\delta$ , при которых болотно-озерные системы, не распадаясь, должны менять свою структуру, т. е. менять соотношение между суммарными площадями, занятыми в них озерами и болотными микроландшафтами. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что эта зона устойчивых состояний довольно велика для критических состояний при распаде систем от переосушения и очень мала при распаде от переобводнения. Таким образом, перестройка структуры болотно-озерной системы при ее переобводнении дает значительно меньший эффект для повышения ее устойчивости, чем аналогичная перестройка для ее устойчивости от переосушения.

Рассмотрим теперь расположение на графиках рис. 36—38 значений гидроморфологического коэффициента  $\frac{l}{\omega}$ , относящихся к реальным озерно-болотным системам Западно-Сибирской равнины (исключая зону вечной мерзлоты). В табл. 20 приведены результаты вычисления полного морфологического коэффициента естественного дренирования систем  $\frac{l}{\omega} = \frac{l_{\mu} + l_{\omega}}{\omega}$ , внутреннего дренирования  $\frac{l_{\mu}}{\mu}$  и внешнего  $\frac{l_{\omega}}{\omega}$  для озерно-болотных систем бассейна Северной Сосьвы, междуречья Вах-Аган, центральной части Сургутского Полесья (бассейнов рек Тром-Егана, Пима и Лямина), северной половины бассейна р. Конды и района Васюганья (в верховьях рек Васюгана, Парабели и Чаи). Подсчет значений морфологических коэффициентов был произведен на основе сплошного дешифрирования аэрофотосъемки болотно-озерных систем на территориях, размеры которых указаны в графе 2 табл. 20. Обработка велась обычными приемами дешифрирования и построения сетки линий стекания на аэрофотоснимках с подсчетом спроектированных контуров по внешним границам болотно-озерных систем и по внутренним контурам дренирования, образованным внутриболотными речками, соединяющими озера с русловой проточностью, и спущенными<sup>1</sup> внутриболотными озерами. Данные табл. 20 показывают практически полное совпадение контуров полного, внешнего и внутреннего дренирования в болотно-озерных системах бассейна Конды и бассейнов Сургутского Полесья. В то же время по мере движения к востоку (к бассейну Ваха) увеличивается внутреннее дренирование систем, а внешнее дренирование остается почти неизменным. В результате коэффициент полного дренирования возрастает в 1,5 раза ( $\frac{l_{\mu} + l_{\omega}}{\omega} = 0,54$ ).

В районе Васюганья (на 57—58° с. ш.) коэффициент внутреннего дренирования болотных систем почти равен нулю, а коэффициент полного дренирования равен коэффициенту внешнего дренирования.

Нанесем полученные значения коэффициентов полного дренирования на графики рис. 36—38. Легко видеть, что точки, обозначенные римскими цифрами I, II, III, IV и V, располагаются почти на нижней границе области устойчивых состояний озерно-болотных систем. При этом значение  $\frac{l}{\omega} = \frac{l_{\mu}}{\omega}$  для болотных систем Васюганья (см. точку V на графике рис. 36) ложится на нижнюю границу области устойчивых состояний болотных систем без озер или с малой озерностью. Отсюда видно, что для реально существующих озерно-болотных и болотных систем Западно-Сибирской равнины имеется в целом большой запас в их устойчивости по

<sup>1</sup> О спущенных озерах в результате ступенчатой эрозии внутриболотных ручьев и рек см. п. 4.6 и работу [43].

Коэффициенты полного, внешнего и внутреннего дренирования  
озерно-болотных систем лесоболотной зоны Западно-Сибирской равнины

Физико-географический район расположения болотных систем	Полная площадь озерно-болотных систем, вошедшая в обработку, км <sup>2</sup>	Отношение спроектированного контура дренирования к площади болотных систем (коэффициент дренирования), км <sup>-1</sup>				
		общий коэффициент дренирования $\frac{l}{\omega}$	В том числе внутреннее дренирование		внутриболотными (стуженными) озерами	
			внешнее дренирование $\frac{l_c}{\omega}$	общее $\frac{l}{\omega}$		внутренними болотными реками $\frac{l_{cp}}{\omega}$
Бассейн Северной Сосьвы	339,2	0,70	0,58	0,12	0,03	0,04
Район между реками Вах и Аган в их нижнем течении	1992	0,54	0,17	0,36	0,23	0,13
Район центральной части Сургутского Полесья: бассейны рек Тром-Егана и Пима	6572	0,36	0,16	0,20	0,13	0,17
Северная часть бассейна р. Конды	6546	0,35	0,13	0,22	0,11	0,11
Районы Васюганья: Обь-Иртышский водораздел в верховьях Васюгана, Парабели и Чаи	7480	0,14	0,139	0,01	0,01	0,0

Примечание. Все вычисления выполнены на основе построения сеток линий стекания болотно-озерных комплексов. Проверки выполнены по маршрутам Западно-Сибирской экспедиции ГГИ 1964—1969 гг.

отношению к переосушению при увеличении их естественной дренированности или искусственном дренаже. И наоборот, сравнительно малое повышение их обводненности, или, что то же, уменьшение коэффициента суммарного дренирования  $\frac{l}{\omega}$ , поведет к потере устойчивости и распаду систем от переобводнения.

Кривые 1 (верхняя граница устойчивости болотных систем) показывают, что для района Сургутского Полесья (61—63° с. ш.) увеличение дренированности без риска распада болотных систем может доходить до значения  $\frac{l}{\omega} \approx 5 \text{ км}^{-1}$ , в то время как для района

Васюганья наибольшая возможная величина  $\frac{l}{\omega}$  ограничивается лишь пределом  $2 \text{ км}^{-1}$ . Для районов Васюганья запас устойчивости от переосушения, вообще говоря, оказывается очень небольшим и связан обязательно с внутренней перестройкой структуры системы.

Надо, однако, помнить, что значения  $\frac{l}{\omega}$  и соответствующие им коэффициенты питания болотных систем  $\frac{\bar{p}_m}{q}$ , по которым вычислены пределы устойчивости болотно-озерных систем на рис. 36—38, относятся к приведенным значениям  $\bar{p}_m$  и  $\bar{q}$  [см. формулы (4.15), (4.16) и (4.16')]. Реальные болотные и болотно-озерные системы могут включать в себя различные микроландшафты с сильно отличающимися значениями  $\bar{q}$  от приведенных значений. Поэтому реальный диапазон устойчивых состояний системы, определяющийся областями между кривыми 1 и 2, 3 и 4, 5 и 6 и т. д., должен быть несколько меньше. Это дает право считать, что приближение значений  $\frac{l}{\omega}$  к ограничивающим область устойчивых состояний кривым соответствует уже практически неустойчивым состояниям системы.

Соотношения устойчивости, представленные на рис. 36—38, могут непосредственно служить для решения практических вопросов по осушению и преобразованию заболоченных территорий в различных климатических зонах. Действительно, если известно значение естественного коэффициента дренирования  $\frac{l}{\omega}$  для рассматриваемой системы, например  $\frac{l}{\omega} = 1,25$ , и район расположения ее, например 60° с. ш. и 66° в. д., то, нанося на график рис. 36 соответствующую точку (точка А), непосредственно определяем расстояние от точки А по оси ординат до кривой 1. Очевидно, что величина, выражаемая отрезком АВ и равная  $1,90 \text{ км}^{-1}$  (по

масштабу шкалы  $\frac{l_1 + l_2}{\omega}$ ), является максимальным значением коэффициента дополнительного внутреннего дренирования системы, которое можно осуществить искусственно, путем устройства осушительной сети, без риска распада болотной системы от переосушения. Развитие внутриболотной осушительной сети с получением значений  $\Delta\left(\frac{l_1}{\omega}\right) > 1,90 \text{ км}^{-1}$  для рассматриваемого места расположения данной болотной системы (с коэффициентом ее естественного дренирования 1,25) приведет к быстрой деградации ее вследствие нарушения баланса среднего ежегодного прироста и распада органического вещества (в сторону превышения количества разлагающегося материала над количеством ежегодного приращения биомассы).

Сказанное в равной степени относится и к более общему случаю болотно-озерных систем, для которых области устойчивых состояний при каждом данном соотношении в них площадей открытой водной поверхности и растительного покрова микроландшафтов ограничиваются на графиках рис. 36—38 кривыми 3 и 4, 5 и 6 и т. д. Разница здесь лишь в том, что при осушении болотно-озерных систем последние могут пройти все стадии постепенного уменьшения суммарной площади озер. В то же время быстрый спуск при искусственном осушении уровней внутриболотных озер, находившихся в устойчивом состоянии и не дренировавших систему, может привести к столь резкому увеличению внутреннего фронта дренирования системы, что она без перестройки структуры будет приведена к распаду от переосушения.

Мы рассмотрели, таким образом, условия устойчивости болотно-озерных и болотных систем на основе применения воднобалансового критерия для болотно-озерных систем в целом. При этом в качестве предельных физических характеристик, определяющих возможности существования болотных микроландшафтов и соответствующих им фитоценозов без нарушения основной функции системы — торфонакопления, были приняты наименьшие и наибольшие значения проточности, свойственные самым обводненным и наименее обводненным болотным микроландшафтам из всего их многообразия, встречающегося в природных условиях.

Однако величина проточности, как физическая характеристика водопроводящей среды деятельного горизонта болотных микроландшафтов, которая создается самими растительными сообществами, является косвенной характеристикой пределов устойчивости болотных фитоценозов. Сама по себе проточность, как количество воды, протекающее в единицу времени в горизонтальном направлении через поперечное сечение деятельного горизонта шириной, равной единице, не может быть непосредственной причиной, определяющей пределы биологической устойчивости болотных фитоценозов. С повышением горизонтальной проточности повышается обмен веществ в среде обитания болотной растительности, увеличивается количество растворенных питательных веществ, подводи-

мых к корневым системам растений, т. е. условия питания растений улучшаются и с этой точки зрения прирост растительной массы должен увеличиваться. Но проточность следует рассматривать и как индикатор других, происходящих в системе, внутренних преобразований ее структуры, непосредственно уже влияющих на биологическую и механическую устойчивость болотных фитоценозов и определяющую пределы возможного существования их. Можно показать [45], что значение проточности  $\bar{q} = 15 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км})$  соответствует приблизительно соотношению площадей открытой водной поверхности озер и гряд в грядово-озерных комплексах, равному девяти (10% площади микроландшафта составляют гряды и 90% — открытая водная поверхность). При таком соотношении и уклоне поверхности микроландшафта вдоль линий стекания  $i_s \cong \cong 0,001$  ширина гряд становится очень малой, составляя как максимум 2—3 м. При этой ширине гряды оказываются механически неустойчивыми: даже небольшие обычные перепады в горизонтах воды в прилегающих озерах-мочажинах вызывают горизонтальное давление на гряде, достаточное для ее деформации и сдвига. Последнее ведет к оседанию гряд, повышению среднего уровня грунтовых вод на них и частичному погружению растительности ниже уровня грунтовых вод и ее гибели. Величина горизонтального давления на гряды увеличивается и процесс разрушения их ускоряется в тех случаях, когда имеет место еще внутриболотная эрозия, описанная в п. 4.6. Таким образом, принятое максимальное значение проточности микроландшафта в данном случае выступает как индикатор комплекса характеристик, определяющих внутреннее состояние системы. Более подробное изложение этого вопроса можно найти в работах [44—46].

Нами была рассмотрена лишь небольшая часть большой проблемы: роль болот как компонента окружающей нас физико-географической среды. При этом были затронуты лишь те вопросы, которые связаны с устойчивостью этих сложных природных геосистем по отношению к искусственному (обусловленному человеческой деятельностью) или естественному изменению водного режима территорий. Было показано, что, опираясь на известные сейчас биофизические свойства болот как природных образований, можно оценивать их предельные состояния при изменениях водного режима, при которых процессы накопления органического вещества прекращаются и болотно-озерные и болотные системы, распадаясь, прекращают свое существование. Совершенно другой вопрос, благоприятный ли этот процесс и нужно ли стремиться, при рациональном землепользовании, к необратимым процессам, ведущим к разрушению болотных систем и замене их другими более ценными угодьями, или же, наоборот, следует принимать меры к сохранению их как полезного и ценного во многих отношениях компонента окружающей среды. Вероятно, ответ на этот вопрос не должен быть однозначным и в общем виде. Отрицательная и положительная роль болот, как компонента среды обитания человека, для его производственной деятельности и условий жизни разная в разных физико-географических условиях. Поэтому решения по использованию болот должны всегда исходить из конкретной оценки этой роли в данной конкретной обстановке. И независимо от того, какую роль болота и болотные ландшафты играют в формировании геосистем различных размерностей, важно рассмотреть, в какой мере болотные системы могут быть полезны для человека в трех основных аспектах: как компонент окружающей его среды, как сферы производственной деятельности и как полезные природные ресурсы.

Сейчас становится все более очевидным, что взгляды на болотные образования, как на отрицательные главным образом для жизни и деятельности человека элементы природной среды, которые надо стремиться во что бы то ни стало преобразовывать в другие, «более полезные», угодья и компоненты ландшафта, оказываются несостоятельными. Подходить к решению этого вопроса нужно с гораздо более широких научных позиций и требований практики.

Поэтому здесь уместно напомнить главные аспекты современного и возможного перспективного использования болот как природных ресурсов. Их следует разделить на три основные категории.

1. Виды использования болот, требующие полного преобразования болотных систем и нарушения их основной функции в физико-географическом процессе, т. е. прекращения торфонакопления на занимаемых ими площадях и полного преобразования ландшафта, в частности превращения в сельскохозяйственные угодья.

2. Виды использования, которые требуют сохранения болотных систем полностью в естественном состоянии или с частичными изменениями в их структуре и составе фитоценозов с помощью относительно небольших культурно-технических мероприятий, направленных на умножение полезных естественных ресурсов болот, но без нарушения главной весьма ценной и важной функции болотных систем — накопления органического материала (торфа) на занимаемых ими территориях.

3. Использование болот или, точнее, сохранение их в естественном состоянии, как необходимого компонента физико-географической среды и среды обитания человека: для поддержания равновесия в экосистемах биосферы, поддержания качества водных ресурсов и хорошей естественной очистки вод в зоне избыточного увлажнения, сохранения охотничьих угодий и, наконец, сохранение и резервация болот как залежей органического грунта, будущие потенциальные возможности использования которого в современных условиях нам еще далеко не все ясны.

К первой категории относятся такие виды использования болот, как: торфодобыча для промышленно-химического комплекса, для сельского хозяйства в качестве органического удобрения и подстилки для скота, для различных других нужд, в том числе для изготовления строительных деталей; освоение болот под сельскохозяйственные угодья; использование болот как территории для промышленного и гражданского строительства, приобретающее сейчас уже достаточно широкие размеры; преобразование болот путем осушения в лесные массивы.

Ко второй категории относятся все виды использования болот в качестве плантаций для добычи полезных дикорастущих растений и плодов: клюквенные и другие ягодные плантации (морозника, водяника), добыча сфагнома и других растений, обладающих ценными медицинскими свойствами. Следует отметить, что в этом отношении имеет еще место большая недооценка значения болот.

К третьей категории использования болот необходимо отнести ряд важных для состояния среды обитания человека, выполняемых ими функций в физико-географическом процессе [1] и в первую очередь в процессах водообмена и сохранения качества вод.

В этом отношении роль болот до сего времени в достаточной мере не выяснена, хотя и известно, что болота, особенно в зоне избыточного увлажнения, представляют собой прекрасные естественные фильтры, в которых происходит очистка вод от механиче-

ских примесей, биологическая очистка вод, поглощение и задержание болотной растительностью ряда элементов. Болота, кроме того, являются противозерозионным фактором. Наконец, необходимо учитывать, что болота служат местом обитания многих видов и представителей фауны, в том числе многих ценных видов перелетных птиц; болотные воды, богатые гумусом, являются также во многих отношениях целебными для человека.

При решении вопросов о преобразовании и использовании заболоченных территорий нужно учитывать, что болотные системы по своей структуре и свойствам, выполняемым ими функциям в природных процессах, в разных физико-географических условиях *весьма различны*. Но во всех случаях целесообразное освоение заболоченных территорий, их охрана и направленное преобразование требуют соответствующих расчетов изменения их структуры и оценки устойчивости болотных систем по отношению к тем или другим воздействиям на них. Только в таком случае можно планировать те или другие направленные преобразования и избегать неожиданных отрицательных последствий от разрушения болотных систем. При этом всегда следует иметь в виду, что в современную геологическую эпоху болота представляют собой единственный компонент природных ландшафтов, в котором идет глобальный процесс накопления ценного органического вещества на поверхности суши земного шара. Поэтому во всех случаях, когда использование болот ведет к прекращению этого процесса, надо считаться с тем, что площадь этого накопления уменьшается.

Следовательно, правильная охрана природных ресурсов и рациональное землепользование в данном конкретном случае должны исходить из того, что размеры использования болот с прекращением торфонакопления в глобальном масштабе не должны превосходить объем ежегодного накопления органического вещества, что привело бы к постепенному истощению этого ресурса. Этим принципом, очевидно, и следует руководствоваться при определении предельного размера суммарной площади болот, используемых с прекращением процесса накопления органического вещества.

## **ПРИЛОЖЕНИЯ**

ПРИЛОЖЕНИЕ I  
Значения модулей проточности и коэффициентов фильтрации для различных уровней в децетельном горизонте болотных микроландшафтов

Уровни z см	Группа микроландшафтов: сосново-сфагново-кустарничковые						
	с сильно развитым крупнокочкатым микрорельефом ( $z_0=56$ см $\Delta y_{max}=67$ см z от РПМ)	$M_z$ см <sup>2</sup> /с	$K_0$ см/с	с крупнокочкатым микрорельефом <sup>1</sup> ( $z_0=28$ см $\Delta y=23+24$ см z от РПМ)	$M_z$ см <sup>2</sup> /с	$K_0$ см/с	с кочкатым микрорельефом <sup>2</sup> ( $z_0=36$ см $\Delta y=24$ см z от РПМ)
+20	151	11 480	950	34 280	19,3	580	
+16	86	6 150	86	2 760	8,3	233	
+12	46	3 120	18,4	516	3,5	56	
+8	27	1 740	10,7	278	1,85	44	
+4	16	970	6,7	101	1,0	22	
0	10	580	4,6	64	0,66	13	
-2	8,6	464	3,2	37	0,445	8,0	
-4	7,3	382	2,1	18	0,34	5,4	
-6	6,6	328	1,2	8,0	0,21	2,5	
-8	5,6	267	0,61	4,0	0,175	1,4	
-10	4,8	221	0,29	1,8	0,17	0,68	
-12	4,1	182	0,20	0,0		0,00	
-14	3,6	150	0,14				
-16	3,0	121	0,04				
-18	2,6	98	0,02				
-20	2,2	80					
-24	1,6	50					
-28	1,0	29					
-32	0,67	16					
-36	0,40	8,1					
-42	0,22	3,1					
-46	0,15	1,5					
-50	0,10	0,61					
-54	0,045	0,09					
-56	0,00	0,00					

<sup>1</sup> Сомкнутость дровостоя 0,4—0,5; высота дровостоя 6—8 м.

<sup>2</sup> Сомкнутость дровостоя 0,6—0,7; высота дровостоя 4—10 м.



Уровень $z$ см	Группа микроландшафтов: осоковые, сфагново-осоковые, травяно-лесные					
	осоковые с мелкопочковатым микро- рельефом ( $z_0 = 32$ см $\Delta y = 6$ см $z$ от СПМ)		осоково-сфагновые, облесенные березой и сосной с мелкопочковатым микро- рельефом ( $z_0 = 32$ см $\Delta y = 9$ см $z$ от СПМ)		сфагново-осоковые необлесенные с ровным микрорельефом ( $z_0 = 40$ см $\Delta y = 0$ $z$ от СПМ)	
	$k_0$ см/с	$M_z$ см <sup>2</sup> /с	$k_0$ см/с	$M_z$ см <sup>2</sup> /с	$k_0$ см/с	$M_z$ см <sup>2</sup> /с
+20	3100	$>100\ 000$	3200	140 000	35	1390
+16	116	3 500	43	1 280	19	730
+12	0,79	22	34	940	12	440
+8	0,15	3,9	26	690	7,6	260
+4	0,05	1,2	20	472	4,7	152
0	0,027	0,6	13	294	2,7	81
-2	0,015	0,3	8,6	173	1,2	34
-4	0,011	0,2	5,8	105	0,65	17
-6	0,011	0,2	4,2	68	0,35	8,5
-8	0,007	0,10	3,3	46	0,23	5,0
-10	0,006	0,07	2,5	30	0,15	3,0
-12	0,005	0,04	1,38	11	0,07	1,1
-14	0,002	0,01	0,50	2,0	0,04	0,48
-16	0,000	0,0	0,00	0,0	0,02	0,20
-18					0,02	0,80
-20					0,00	0,00
-24						
-28						
-32						
-36						
-42						
-46						
-50						
-54						
-56						
-60						

Уровни z см	Группа микроландшафтов: осоковые, сфагново-осоковые, травяно-лесные						
	сфагново-пушицево-осоковые (с осокой нитевидной) с кочковатым микрорельефом ( $z_0 = 32$ см $\Delta y = 26$ см z от СЛПМ)	$M_z$ см <sup>2</sup> /с	$k_0$ см/с	гипново-осоковые с мелкопочковатым микрорельефом ( $z_0 = 60$ см $\Delta y = 25-30$ см з от СЛПМ)	$M_z$ см <sup>2</sup> /с	$k_0$ см/с	вейниково-березовый с мелкопочковатым микрорельефом с пристольными повышениями ( $z_0 = 75$ см z от СЛПМ)
+20	2700	140 000					
+16	177	8 490					
+12	78	3 410	84	6000	35	3000	
+8	42	1 660	46	3160	19	1560	
+4	21	740	10	670	4,4	345	
0	10	330	1,66	100	0,33	25	
-2	5,9	178	0,86	50	0,15	11	
-4	2,9	81	0,39	22	0,10	7,0	
-6	2,5	64	0,22	12	0,058	4,0	
-8	1,34	32	0,15	8,0	0,030	2,0	
-10	1,18	26	0,10	5,0	0,026	1,7	
-12	0,85	17	0,08	4,1	0,024	1,5	
-14	0,67	12	0,07	3,2	0,021	1,3	
-16	0,46	7,4	0,05	2,7	0,020	1,2	
-18	0,33	4,6	0,05	2,2	0,019	1,1	
-20	0,24	2,9	0,05	1,9	0,019	1,1	
-24	1,12	0,90	0,04	1,5	0,019	0,95	
-28	0,05	0,20	0,04	1,2	0,018	0,85	
-32	0,00	0,0	0,04	1,0	0,017	0,74	
-36			0,04	0,9	0,017	0,68	
-42			0,04	0,75	0,017	0,56	
-46			0,05	0,50	0,017	0,42	
-50			0,05	0,30	0,017	0,36	
-54			0,05	0,20	0,017	0,33	
-56			0,00	0,0	0,017	0,28	
-60							

Примечание. В таблице приняты следующие обозначения:  $\Delta y_{\max}$  — максимальная амплитуда развития микрорельефа;  $\Delta y$  — расстояние между средними отметками повышений и понижений микрорельефа; РЛПМ — расчетная поверхность микрорельефа; РЛПМ — средняя поверхность микроландшафта между средними отметками повышений и понижений;  $z_0$  — толщина деятельного горизонта.

Расчетная таблица к определению

Широта местности, ° с. ш.	Питание болотных микроланд- шафтов $P'_M$ мм/год	Значение коэффициента питания болотных микро- ландшафтов $Q_S = \frac{P'_M}{q} \text{ км}^{-1}$		Питание внутриболот- ных озер $P_{O3}$ мм/год	Значения коэффициента пита- ния озер $Q_{O3} = \frac{P_{O3}}{q} \text{ км}^{-1}$	
		при $\bar{q} =$ $= 1 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км})$	при $\bar{q} =$ $= 15 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км})$		при $\bar{q} = 1 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км})$	при $\bar{q} = 15 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км})$
		1	2		3	4

Разрез по мере

65	90	2,84	0,189	65	2,05	0,136
64	105	3,32	0,221	52	1,64	0,109
63	125	3,95	0,263	55	1,74	0,116
62	138	4,46	0,297	58	1,82	0,121
61	130	4,11	0,273	50	1,58	0,106
60	90	2,84	0,189	-20	-0,63	-0,041
59	60	1,90	0,126	-60	-1,90	-0,126
58	20	0,63	0,042	-115	-3,63	-0,242
57	0	0	0	-1,60	-5,06	-0,334

Разрез по мере

65	64	2,02	0,132	50	1,58	0,106
64	80	2,53	0,168	52	1,64	0,109
63	105	3,32	0,221	59	1,86	0,124
62	115	3,63	0,242	66	2,08	0,138
61	110	3,48	0,232	60	1,90	0,126
60	90	2,84	0,189	0	0	0
59	55	1,74	0,116	-30	-0,95	-0,063
58	35	1,11	0,072	-75	-2,37	-0,158
57	10	0,316	0,024	-125	-3,95	-0,263
56	-35	-1,11	-0,072	-200	-6,32	-0,420

Разрез по мере

65	60	1,90	0,126	40	1,26	0,084
64	70	2,12	0,147	45	1,42	0,094
63	100	3,16	0,216	50	1,58	0,106
62	110	3,48	0,232	60	1,90	0,126
61	130	4,11	0,273	55	1,74	0,116
60	120	3,79	0,252	40	1,26	0,084
59	110	3,48	0,232	0	0	0
58	105	3,32	0,221	-40	-1,26	-0,084
57	100	3,16	0,216	-75	-2,37	-0,158
56	105	3,32	0,221	-110	-3,48	-0,232
55	114	3,55	0,236	-120	-3,79	-0,251

зоны устойчивости болотных систем

Предельные максимальные значения $\frac{l+l}{\omega}$ при разных соотношениях $\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma M}^*}$ в системе и при $q=1 \text{ л/(с·км)}$					Предельные минимальные значения $\frac{l+l}{\omega}$ при разных соотношениях $\frac{\omega_{\Sigma}^*}{\omega_{\Sigma M}^*}$ в системе и при $q=15 \text{ л/(с·км)}$				
1	0,5	0,33	0,11	0,0	1	0,5	0,33	0,11	0,0
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17

диану 75° в. д.

2,44	2,57	2,64	2,76	2,84	0,162	0,172	0,176	0,184	0,19
2,48	2,76	2,90	3,15	3,32	0,165	0,184	0,202	0,210	0,22
2,84	3,22	3,40	3,72	3,95	0,190	0,214	0,226	0,248	0,26
3,14	3,59	3,80	4,20	4,46	0,209	0,239	0,253	0,279	0,29
2,84	3,28	3,48	3,85	4,11	0,190	0,218	0,231	0,256	0,27
1,10	1,70	1,97	2,49	2,84	0,0735	0,113	0,131	0,166	0,19
0,0	0,65	0,95	1,52	1,90	0,0	0,0428	0,063	0,100	0,13
-1,50	-0,78	-0,44	0,20	0,63	-0,1	-0,0517	-0,029	0,0136	0,04
-2,53	-1,67	-1,26	-0,51	0,00	-0,167	-0,11	-0,0835	-0,0334	0,00

диану 78° в. д.

1,80	1,88	1,91	1,98	2,02	0,119	0,123	0,126	0,129	0,132
2,08	2,24	2,31	2,44	2,53	0,138	0,148	0,153	0,162	0,168
2,59	2,84	2,96	3,07	3,32	0,172	0,189	0,197	0,211	0,221
2,86	3,12	3,24	3,48	2,63	0,190	0,210	0,216	0,232	0,242
2,69	2,96	3,08	3,32	3,48	0,179	0,197	0,206	0,221	0,232
1,42	1,90	2,13	2,56	2,84	0,0945	0,127	0,142	0,170	0,189
0,40	0,85	1,07	1,47	1,74	0,0265	0,0569	0,0662	0,0981	0,116
-0,63	-0,04	-0,24	0,76	1,11	-0,043	-0,0039	0,0145	0,039	0,072
-1,82	-1,09	-0,75	-0,11	0,316	-0,120	-0,0707	-0,0478	-0,0047	0,024
-0,87	-2,83	-2,41	-1,63	-1,11	-0,057	-0,0621	-0,0645	-0,107	-0,072

диану 84° в. д.

1,58	1,69	1,74	1,84	1,90	0,105	0,112	0,116	0,122	0,126
1,78	1,89	1,94	2,05	2,12	0,120	0,130	0,134	0,142	0,147
2,37	2,64	2,76	3,00	3,16	0,161	0,180	0,188	0,205	0,216
2,88	2,96	3,08	3,32	3,48	0,179	0,197	0,205	0,221	0,232
2,92	3,33	3,52	3,87	4,11	0,194	0,221	0,234	0,257	0,273
2,52	2,96	3,16	3,54	3,79	0,168	0,196	0,210	0,235	0,252
1,74	2,33	2,61	3,13	3,48	0,116	0,155	0,174	0,209	0,232
1,03	1,81	2,18	2,86	3,32	0,0685	0,120	0,145	0,190	0,221
0,40	1,34	1,78	2,61	3,16	0,029	0,0926	0,122	0,179	0,216
-0,08	1,08	1,62	2,64	3,32	-0,0055	0,0725	0,108	0,176	0,221
-0,12	1,13	1,72	2,82	3,55	-0,0075	0,0753	0,114	0,187	0,236

1. Аверьянов С. Ф. Фильтрация из каналов и ее влияние на режим грунтовых вод.— В кн.: Влияние оросительных систем на режим грунтовых вод. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 87—447.
2. Бабиков Б. В. Культура сосны обыкновенной на осушенных болотах Ленинградской области.— «Науч. труды Ленингр. лесотехн. акад.», 1970, № 142, с. 80—91.
3. Бабиков Б. В. Сток и испарение с осушенных лесных болот.— «Науч. труды Ленингр. лесотехн. акад.», 1970, № 142, с. 28—39.
4. Бабиков Б. В. Влияние осушительной сети на уровень почвенно-грунтовых вод лесных болот.— «Науч. труды Ленингр. лесотехн. акад.», 1970, № 142, с. 56—64.
5. Бавина Л. Г. Уточнение расчетных параметров испарения с болот по материалам наблюдений болотных станций.— «Труды ГГИ», 1967, вып. 145, с. 69—96.
6. Бавина Л. Г., Романов В. В. Испарение с болот болотно-таежной зоны Западной Сибири.— «Труды ГГИ», 1969, вып. 157, с. 66—77.
7. Белоусова Н. А. Геоморфология и растительность болот южной части Онежско-Беломорского водозраздела.— В кн.: Болота Карелии и пути их освоения. Петрозаводск, 1971, с. 37—50.
8. Богдановская-Гиенэф И. Д. Закономерности формирования сфагновых болот верхового типа на примере Полисто-Ловатского массива. Л., «Наука», 1969. 186 с.
9. Боч М. С. О применении индикационных свойств растительности болот при установлении типа питания.— В кн.: Основные принципы изучения болотных биогеоценозов. Л., «Наука», 1972, с. 39—54.
10. Брадис Е. М. Принципы и основные единицы классификации болотной растительности.— «Учен. Зап. Тартуского гос. ун-та», 1963, т. 7, вып. 145, с. 9—20.
11. Будыко М. И. Энергетика биосферы и ее преобразования под воздействием человека.— «Изв. АН СССР. Сер.геогр.», 1971, № 1, с. 14—20.
12. Булавко А. Г. Водный баланс речных водосборов. Л., Гидрометеиздат, 1971. 304 с.
13. Бюриг Р. Ф., Калюжная И. И. Испарение с сельскохозяйственных полей на осушенных болотах Украинской ССР.— «Труды ГГИ», 1965, вып. 126, с. 132—152.
14. Виноградов Б. В. Растительные индикаторы и их использование при изучении природных ресурсов. М., «Высшая школа», 1964. 328 с.
15. Вомперский С. Э. Биологические основы эффективности лесосушения. М., «Наука», 1968. 312 с.

16. Воробьев П. К. Исследование водоотдачи низинных болот Западной Сибири.— «Труды ГГИ», 1963, вып. 105, с. 45—79.
17. Воробьев П. К. Исследование физических характеристик деятельного горизонта неосушенных болот.— «Труды ГГИ», 1965, вып. 126, с. 65—96.
18. Воробьев П. К. Привязка результатов экспериментальных исследований водно-физических свойств торфа к поверхности болота.— «Труды ГГИ», 1966, вып. 135, с. 210—222.
19. Воробьев П. К. Определение водоотдачи из торфяной залежи естественных болот.— «Труды ГГИ», 1969, вып. 177, с. 59—86.
20. Галкина Е. А. Болотные ландшафты и принципы их классификации.— Сборник науч. работ Ботанического института им. В. Л. Комарова АН СССР (1941—1943). Л., 1946, с. 139—156.
21. Галкина Е. А. и др. Применение материалов аэрофотосъемки для гидрографического изучения болот.— «Труды ГГИ», 1949, вып. 13 (67). с. 5—25.
22. Галкина Е. А. Черты сходства и отличия между классификацией торфяных месторождений и классификацией болотных урочищ.— «Учен. зап. Таргуского гос. ун-та», 1963, т. 7, вып. 145, с. 35—46.
23. Галкина Е. А. Болотные ландшафты Карелии и принципы их классификации.— «Труды Карельского филиала АН СССР», 1959, вып. 15, с. 3—48.
24. Галкина Е. А. Методы использования аэрофотоснимков для типизации и картирования болотных массивов.— «Учен. зап. Петрозаводского ун-та», 1964, т. 12, вып. 2, с. 5—24.
25. Герасимов И. П. Человек и среда. Современные аспекты проблемы.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1971, № 1, с. 5—14.
26. Гидрологические расчеты при осушении болот и заболоченных земель. Под ред. К. Е. Иванова. Л., Гидрометеиздат, 1963. 447 с.
27. Дзекцер Е. С. К определению в полевых условиях коэффициента фильтрации торфяной залежи.— «Торфяная промышленность», 1959, № 1, с. 27—30.
28. Давыдов П. И., Писарьков Х. А. Нормы осушения.— «Науч. труды Ленингр. лесотехн. акад.», 1970, № 142, с. 65—72.
29. Дубах А. Д. Очерки по гидрологии болот. М., «Речиздат», 1936. 120 с.
30. Дубах А. Д. Гидрология болот. Свердловск—Москва, Гидрометеиздат, 1944. 228 с.
31. Дубах А. Д. Грунтовая вода в торфяном болоте.— «Учен. зап. ЛГУ. Сер. геогр.», 1940, вып. 2, № 50, с. 58—66.
32. Дубровина Л. Н. Расчет испарения с верховых болотных массивов Западно-Сибирской равнины.— «Учен. зап. ЛГУ, 1974, № 376, вып. 23, с. 82—89.
33. Елина Г. А. Типы болот Прибеломорской низменности.— В кн.: Болота Карелии и пути их освоения. Петрозаводск, 1971, с. 51—79.
34. Иванов К. Е. О фильтрации в поверхностном слое выпуклых болотных массивов.— «Метеорология и гидрология», 1948, № 2, с. 46—59.
35. Иванов К. Е. Исследования водопроводимости верхних горизонтов болотных массивов.— «Труды ГГИ», 1953, вып. 39, с. 50—59.
36. Иванов К. Е. Теоретическое и экспериментальное обоснование метода расчета элементов водного баланса болотных массивов.— «Труды ГГИ», 1953, вып. 39 (93), с. 5—49.
37. Иванов К. Е. Гидрология болот. Л., Гидрометеиздат, 1953. 299 с.
38. Иванов К. Е. Организация пунктов наблюдений над уровнями болотных грунтовых вод на гидрометеостанциях.— Методические указания управлениям Гидрометслужбы, № 46. Л., 1957. 24 с.

39. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. Л., Гидрометеиздат, 1957. 500 с.
40. Иванов К. Е. Основы теории морфологии болот и гидроморфологические зависимости.— «Труды ГГИ», 1965, вып. 126, с. 5—47.
41. Иванов К. Е. Вопросы движения воды в осушенных торфяных залежах и причины их переувлажнения.— «Труды ГГИ», 1960, вып. 89, с. 37—91.
42. Иванов К. Е., Шумкова Е. Л. Гидрологическое обоснование и расчет выпадения лесов и расширения площадей естественного заболачивания при подтоплениях в речных системах.— «Труды ГГИ», 1967, вып. 145, с. 3—26.
43. Иванов К. Е. Эрозионные явления на болотах и их роль в формировании озерно-болотных ландшафтов Западной Сибири.— «Труды ГГИ», 1969, вып. 157, с. 78—97.
44. Иванов К. Е. Некоторые вопросы исследования взаимосвязей растительных сообществ и гидрологического режима заболоченных земель.— В кн.: Гидролесомелиоративные исследования. Рига, «Зинатне», 1970, с. 129—145.
45. Иванов К. Е. Гидрологические критерии устойчивости и преобразование болотных и озерно-болотных систем. В кн.: Международный симпозиум по гидрологии заболоченных территорий. Минск, 1972, с. 3—15.
46. Иванов К. Е. О торфонакоплении и образовании болот как физико-географическом процессе.— «Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр.», 1972, вып. 4, № 24, с. 103—113.
47. Иванов К. Е. Болотно-озерные системы и их устойчивость при преобразовании избыточно-увлажненных территорий.— «Учен. зап. ЛГУ», 1974, № 376, вып. 23, с. 5—81.
48. Иванов К. Е., Котова Л. В. Вопросы динамики развития и гидроморфологические характеристики ямов Барабинской низменности.— «Труды ГГИ», 1964, вып. 112, с. 33—53.
49. Кац Н. Я. Болота земного шара. М., «Наука», 1971. 295 с.
50. Калужный И. Л. Оценка вариации испарения внутри микроландшафтов верховых болот.— «Труды ГГИ», 1970, вып. 177, с. 39—58.
51. Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Ч. 2. М.—Л., ОНТИ НКТП, 1935. 279 с.
52. Кильдема К. Т. О принципах и методах выделения болотных ландшафтных единиц.— Ежегодник Эстонского геогр. о-ва 1960-61. Таллин. 1962, с. 158—168.
53. Кирюшкин В. Н. К вопросу о развитии болотных массивов пологих склонов в условиях распределения флювиогляциальных отложений (на примере юго-восточной Карелии).— «Учен. зап. Петрозаводского ун-та», 1964, т. 12, вып. 2, с. 85—89.
54. Козлова Р. П. Болотные массивы сточных котловин слабо расчлененного моренного ландшафта бывшего Тунгудского района.— «Труды Карельского филиала АН СССР», 1954, вып. 15, с. 58—72.
55. Количественные методы анализа растительности. Сборник материалов третьего Всесоюзного Совещания «Применение количественных методов при изучении структуры растительности». Рига, 1971. 307 с.
56. Константинов А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеиздат, 1968. 532 с.
57. Константинов А. Р., Сакали Л. И. Роль составляющих теплового и водного балансов в формировании ландшафта.— В кн.: Геофизика ландшафта. М., «Наука», 1967, с. 40—52.

58. Корчунов С. С., Могилевский И. И. К вопросу об истинности в измерениях уровней грунтовых вод в торфяной залежи при помощи смотровых колодцев.— «Труды ВНИИТП», 1961, вып. 18, с. 182—185.

59. Корчунов С. С. Определение влагокоэффициентов торфа.— «Труды ВНИИТП», 1956, вып. 13, с. 74—88.

60. Корчунов С. С., Могилевский И. И., Абакумов О. Н. Определение влагокоэффициентов методом постоянного расхода на поверхности образца.— «Труды ВНИИТП», 1961, вып. 18, с. 156—165.

61. Корчунов С. С. и др. Изучение водного режима осушенных торфяных залежей. М.—Л., 1960. 102 с. (Труды ВНИИТП. Вып. 17).

62. Корчунов С. С., Могилевский И. И. Механизм понижения влажности торфяной залежи при осушении.— «Труды ВНИИТП», 1961, вып. 18, с. 166—181.

63. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л., Гидрометеоздат, 1961. 345 с.

64. Кудрицкий Д. М., Попов И. В., Романова Е. А. Основы гидрогеографического дешифрирования аэрофотоснимков. Л., Гидрометеоздат, 1956. 344 с.

65. Кудрицкий Д. М. Н. Г. Келья и вопросы теории дешифрирования аэрофотоснимков.— В кн.: Аэрофотосъемка — метод изучения природной среды. Л., «Наука», 1973, с. 13—23.

66. Лебедева Н. В. Развитие болотных массивов подножий склонов и их водопроводящей сети на примере болот Корзинской низины.— «Труды Карельского филиала АН СССР», 1959, вып. 15, с. 49—57.

67. Лыков А. В. Явление переноса в капиллярно-пористых телах. М., ГИТТЛ, 1954. 296 с.

68. Лопатин В. Д. О гидрологическом значении верховых болот.— «Вестн. ЛГУ», 1949, № 2, с. 37—49.

69. Лундин К. Водные свойства торфяной залежи. Минск, «Урожай», 1964, 211 с.

70. Маслов Б. С. Режим грунтовых вод переувлажненных земель и его регулирование. М., «Колос», 1970. 232 с.

71. Методические указания по гидрологическим расчетам при проектировании осушительно-увлажнительных систем Полесья. Ч. 1. Расчеты по режиму почвенной влаги при осушении болот. Минск, 1972. 352 с.

72. Нейштадт М. И. Мировой природный феномен — заболоченность Западно-Сибирской равнины.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1971, № 1, с. 21—34.

73. Некрасова И. В. Опыт программирования расчетов уровней болотных вод по метеорологическим данным на ЭВМ.— «Труды ГГИ», 1969, вып. 157, с. 138—147.

74. Новиков С. М. Расчет уровня режима неосушенных верховных болот по метеорологическим данным.— «Труды ГГИ», 1964, вып. 112, с. 5—32.

75. Новиков С. М. Расчеты водного режима и водного баланса низинных болот и рямов южной части Западно-Сибирской низменности.— «Труды ГГИ», 1963, вып. 105, с. 5—44.

76. Новиков С. М. Расчет ежедневных уровней грунтовых вод на болотах по метеорологическим данным.— «Труды ГГИ», 1965, вып. 126, с. 48—64.

77. Новиков С. М. К методике расчета изменчивости испарения с неисследованных болот с применением метода композиций.— «Труды ГГИ», 1966, вып. 135, с. 172—180.

78. Орлов В. И. Некоторые закономерности размещения и формирования торфяников и болот Западной Сибири.— «Учен. зап. Тартуского гос. ун-та», 1963, т. 7, вып. 145, с. 216—229.

79. Орлов В. И. Ход развития природы лесоболотной зоны Западной Сибири. Л., «Недра», 1968, 172 с.

80. Пидопличко А. П. Торфяные месторождения Белоруссии. Минск, 1961, 192 с.

81. Писарьков Х. А. Влияние основных факторов на интенсивность осушения лесных земель.— «Науч. труды Ленингр. лесотехн. акад.», 1970, № 142, с. 9—27.

82. Попов Е. Г. Основы гидрологических прогнозов. Л., Гидрометеиздат, 1968. 294 с.

83. Рождественская В. Г. Водный баланс болота Ламмин-Суо.— Сб. работ по гидрологии, № 11. Л., 1973, с. 129—139.

84. Романов В. В. Испарение с неосушенных и осушенных болот.— «Труды ГГИ», 1957, вып. 60, с. 20—42.

85. Романов В. В. Исследование испарения со сфагновых болот.— «Труды ГГИ», 1953, вып. 39, с. 116—134.

86. Романов В. В. Гидрофизика болот. Л., Гидрометеиздат, 1961. 359 с.

87. Романов В. В. Испарение с болот Европейской территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1962. 228 с.

88. Романова Е. А. Геоботанические основы гидрологического излучения верховых болот (с использованием аэрофотосъемки). Л., Гидрометеиздат, 1961. 244 с.

89. Романова Е. А. О связи между растительностью, верхними слоями торфяной залежи и водным режимом верховых болот Северо-Запада.— «Труды ГГИ», 1960, вып. 89, с. 112—122.

90. Романова Е. А. Краткая ландшафтно-морфологическая характеристика болот Западно-Сибирской низменности.— «Труды ГГИ», 1965, вып. 126, с. 96—112.

91. Смирнов Л. Е. Информационные свойства аэроснимков и оценка их дешифрируемости.— «Вестник ЛГУ. Сер. геол. и геогр.», 1968, вып. 1, № 6, с. 94—107.

92. Смирнов Л. Е. Теоретические основы и методы географического дешифрирования аэроснимков. Л., Изд-во ЛГУ, 1967. 214 с.

93. Топология геосистем-71. Резолюции симпозиума. Иркутск, 1971. 16 с. (Институт географии Сибири и Дальнего Востока.)

94. Торфяные месторождения Западной Сибири. М., 1957. 149 с. (Глав. Управл. Торф. фонда при СМ РСФСР и Моск. торф. ин-т.)

95. Тюремнов С. Н., Виноградова Е. А. Геоморфологическая классификация торфяных месторождений на территории РСФСР.— «Труды Моск. торф. ин-та», 1953, вып. 11, с. 3—51.

96. Указания по расчетам стока с неосушенных и осушенных верховых болот. Л., Гидрометеиздат, 1971. 84 с.

97. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик, СН 435-72. Госстрой СССР. Л., Гидрометеиздат, 1972. 18 с.

98. Федорова Р. В. Торфяные болота полуострова Канин.— В кн.: Болота Карелии и пути их освоения. Петрозаводск, 1971, с. 177—187.

99. Хильми Г. Ф. Основы физики биосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1966. 300 с.
100. Хильми Г. Ф. Философские проблемы преобразования природы.— В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., Изд-во АН СССР, 1963. 58 с.
101. Цинзерлинг Ю. Д. Растительность болот.— В кн.: Растительность СССР. Т. 1. М.—Л., 1938, с. 355—425.
102. Чураев Н. В. Методы исследования водных свойств и структуры торфа с помощью радиоактивных индикаторов.— В кн.: Новые физические методы исследования торфа. М.—Л., Госэнергоиздат, 1960, с. 125—137.
103. Чураев Н. В. Влияние структурообразовательных процессов на фильтрацию воды в дисперсных системах.— «Коллоидный журнал», 1963, т. 25, № 6, с. 718—721.
104. Шебеко В. Ф. Испарение с болот и баланс почвенной влаги. Минск, «Урожай», 1965, 394 с.
105. Шебеко В. Ф. Гидрологический режим осушаемых территорий. Минск, «Урожай», 1970. 299 с.
106. Шапошников М. А. Транспортное освоение заболоченных лесов. М., «Лесная промышленность», 1971. 191 с.
107. Шапошников М. А. Основные положения дорожно-строительной классификации торфяных оснований.— «Труды Центр. науч.-исслед. ин-та матем. экономики», 1965, т. 59, с. 75—105.
108. Юрковская Т. К. Болотные ландшафты речных плесов Средней Карелии.— «Труды Карельского филиала АН СССР», 1959, вып. 15, с. 84—93.
109. Ярошенко П. Д. Геоботаника, Основные понятия, направления и методы. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 474 с.
110. Allison R. V. The influence of drainage and cultivation on subsidence of organic soils under conditions of Everglades reclamation.— «Proc. Soil and Crop Science Soc. of Florida», vol. 16, p. 21—31.
111. Bellamy D. J. An ecological approach to the classification of European mires.— 3-rd Intern. Peat Congr. Proc. Quebec 1968, p. 74—79.
112. Boelter D. H. Water storage characteristics of several peats in situ.— «Soil Sci. Soc. Amer. Proc.», 1964, N 28, p. 433—435.
113. Boelter D. H. Hydraulic conductivity of peat.— «Soil Sci. Amer. Proc.», 1965, N 100, p. 227—231.
114. Buss K., Buss H. Biologisko objektu klasifikacija ar komponentanalisi.— «Jaunākais mežsaimniecībā, 13, Rīga, 1971, p. 3—5.
115. Dittrich J. Zur natürlichen Entwässerung der Moore.— «Wasser und Boden», 1952, Jg. 4, H. 9.
116. Korpijaakko Martti and Radforth N. W. Studies on the hydraulic conductivity of peat.— The proc. of the 4th international peat congress. Otaniemi, Finland, 1972, vol. 3, p. 323—334.
117. Galvin L. F., Hanrahan E. T. Steady state drainage in peat.— «Highway Res. Record», 1967, N 203, p. 77—90.
118. Heinselman M. L. Landscape Evolution, Peatland Types, and the Environment in the Lake Agassiz.— «Peatlands Ecological Monographs», Spring 1970, 40, p. 235—261.
119. Heikurainen L., Paivanen J., Sarasto J. Groundwater table and water content in peat soil.— «Acta forestalia fennica», 1964, vol. 77, N 1, p. 1—18.

120. Holstener-Jorgensen H. Influences of Forest Management and Drainage on groundwater fluctuations. Intern. Symposium on Forest Hydrology, Proc. Pergamon 1966, p. 325—333.

121. Ivanov K. E., Romanov V. V. Quantitative water budget criteria of evaluation of representativity of drainage areas in studying the influence of physio-graphical factors upon hydrological regime elements.— In: Representative and experimental areas, vol. 2 (Symposium of Budapest 28 IX — 1 X 1965). Gentbrugge (Belgique), 1965, p. 669—675.

122. Loebell R. Morbruchkatastrophen.— “Wasser und Boden”, 1953, Jg. 5, H 12.

123. Pons L. J. Soil genesis and classification of reclaimed peat soils in connection with initial soil formation.— “Trans. 7th Intern. Congr. Soil. Sci.”, 1960, 4, p. 205—211.

**Константин Евгеньевич Иванов**

**ВОДООБМЕН  
В БОЛОТНЫХ  
ЛАНДШАФТАХ**

Редактор Е. Э. Булаховская  
Художник Ю. Г. Смирнов  
Художественный редактор В. А. Баканов  
Техн. редактор Н. Ф. Грачева  
Корректор Г. С. Макарова

Сдано в набор 31/III 1975 г. Подписано к печати 22/VII 1975 г.  
М-31741. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага тип. № 1. Печ. л. 17,5. Уч.-изд.  
л. 20,41. Тираж 1600 экз. Индекс ГЛ-49. Заказ № 211. Цена 1 р. 49 к.

Гидрометеониздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 Союзполиграфпрома  
при Государственном комитете Совета Министров СССР  
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.  
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.