

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ  
Государственное образовательное учреждение  
высшего профессионального образования  
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПЕДАГОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

**Б.С. МАСЛОВ**

# ГИДРОЛОГИЯ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ

Учебное пособие

Томск 2008

УДК 632.6: [556.16+556.18] (0.75.8)  
ББК 40.6  
М 31

Печатается по решению  
Учебно-методического совета  
Томского государственного  
педагогического университета

**М 31 Маслов Б.С. Гидрология торфяных болот: Учебное пособие.** Томск: Издательство Томского государственного педагогического университета, 2008. 424 с.

ISBN 978–5–89428–268–8

Учебное пособие написано в соответствии с программой курса «Гидрология торфяных болот». В ней изложены теоретические и практические положения по гидрологии суши применительно к болотным массивам. Рассмотрены основные вопросы формирования водного и теплового режимов болот; выделены самостоятельные разделы о воде в торфе, гидрологических, гидродинамических и тепловых характеристиках болот; изложена современная теория формирования поверхностного, грунтового и диффузионного стока; приведены методы расчета водообмена болотных вод с зоной аэрации и подземными водами.

Большое место занимают вопросы радиационного и теплового баланса, расчета испарения с болот; формирования русел и русловых процессов, а также влияния осушения болот на речной сток.

Книга написана на основе обобщения новейшей литературы и собственных исследований автора с привлечением материалов по гидрофизике, гидрогеологии и гидромелиорации. Пособие рассчитано на учащихся и студентов, специализирующихся по вопросам торфопедологии, гидрологии, мелиорации, мониторинга и экологии.

**Рецензенты:**

член-корр. Российской академии сельскохозяйственных наук, доктор сельскохозяйственных наук *Л.И. Инишева*,  
профессор кафедры «Гидрология и регулирование стока» Московского государственного университета природообустройства *Е.Е. Овчаров*.

ISBN 978–5–89428–268–8

© Маслов Б.С., 2008

© Издательство ТГПУ, 2008

*Светлой памяти выдающихся Ученых, Учителей и Наставников гидротехника-гидромелиоратора Сергея Федоровича Аверьянова, гидролога-болотоведа Константина Евгеньевича Иванова, гидрогеолога – Анатолия Викторовича Лебедева, гидрофизика-болотоведа Валентина Васильевича Романова и гидролога-гидромелиоратора Вассы Федоровны Шебеко*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемое учебное пособие «Гидрология торфяных болот» является первой попыткой свести воедино общие вопросы гидрологии, включая гидрологию болот, освещенные в учебниках по гидрологии суши, инженерной и мелиоративной гидрологии, с научными разработками в области гидрологии и гидрогеологии торфяных болот, полученными в последние 40–50 лет благодаря работам К.Е. Иванова, В.В. Романова, С.И. Харченко, В.Ф. Шебеко, И.Н. Скрынниковой, С.С. Корчунова и других. Оригинальные научные разработки дают возможность по-новому взглянуть на гидрологические процессы и явления, протекающие на болотах, на генетические закономерности в формировании гидрологического режима и водно-теплового баланса болот.

В книгу включены также некоторые вопросы смежных научных дисциплин по гидрофизике болот, гидрогеологии, гидромелиорации, гидрологии и физике почв. Насколько известно автору, новые разработки медленно становятся достоянием практиков, использующих гидрологическую информацию в хозяйственных целях.

Излагая в основном вопросы гидрологии болот, автор старался использовать общие сведения по гидрологии (речной сток, русловые процессы и др.) в увязке с первыми, что необходимо для расширения кругозора студентов, которым вряд ли удастся одновременно изучить гидрологию суши.

Автор ставил перед собой цель собрать воедино основные положения по гидрологии торфяных болот, имеющиеся в литературе, с максимальным сохранением стиля и слога этих публикаций, на которые даны ссылки в тексте, а основные источники приведены в списке рекомендуемой литературы.

Автор надеется, что выполненная работа позволит повысить уровень знаний по широкому кругу вопросов гидрологии болот и сориентировать молодых специалистов на решение актуальных задач гидрологии торфяных болот. Учебное пособие должно быть дополнено практикумом, в котором следовало бы дать примеры решения уравнений и применения формул, приведенных в пособии.

Реально оценивая свой труд, в котором использованы результаты полувековых собственных исследований по гидрологии и гидрогеологии торфяных болот, автор видит основные недостатки данного пособия. Хотелось бы получить от читателей и учащихся замечания и пожелания по адресу ТГПУ: 634041, г. Томск, пр. Комсомольский, 75.

# ГЛАВА 1. ВВЕДЕНИЕ. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

## 1.1. Гидрология как наука

**Гидрология** – наука, изучающая гидросферу, её свойства и протекающие в ней процессы и явления во взаимодействии с атмосферой, литосферой и биосферой. Гидрология – наука о природных водах.

Под **гидросферой** понимают прерывистую водную оболочку Земли, которая расположена между атмосферой и твёрдой земной корой (литосферой). Гидросфера объединяет все воды Земли, включая океаны, моря, реки, озёра, болота, ледники и снежный покров, почвенные и подземные воды, влагу атмосферы. Водными объектами на Земле занято 381 млн. км<sup>2</sup>, из них 71% площади занято водами Мирового океана. Объём воды, сосредоточенный в океанах, морях, на поверхности суши, в подземных горизонтах и атмосфере составляет 1,338 млрд. км<sup>3</sup>, из них 96,5% приходится на долю солёных вод Мирового океана (табл. 1).

Гидросфера, помимо взаимодействия с атмосферой (парообразная влага) и литосферой (подземные воды), находится во взаимосвязи с биосферой, живыми организмами, обязательным компонентом которых является вода. Они оказывают существенное воздействие на состав воды. Водная масса планеты переходит одна в другую в процессе круговорота воды.

Гидрология в своих исследованиях использует методы описания, измерения, анализа и обобщения, принятые в естественных науках.

Природную среду в гидрологическом отношении целесообразно разделить на четыре взаимосвязанные группы: атмосфера – растение – почва – подземные воды. В первую группу входят метеорологические условия, изменяющиеся во времени и пространстве (температура, влажность воздуха, испарение, альбедо и др.); вторую группу составляют биологические и физиологические факторы (объём наземной и подземной биомассы, плотность фитоценоза и др.); третью группу составляет почва, являющаяся средой обитания растений и, наконец, четвертую группу составляет верхняя часть литосферы с заключенными в ней подземными водами.

В гидрологии вод суши, исходя из объектов и методов изучения вод, различают:

- *гидрографию*, описывающую водные объекты, их географическое положение, размеры, режим, особенности местных условий;
- *гидрометрию*, изучающую методы определения характеристик водных объектов (уровень воды, скорость течения, испарение и др.);

- *общую гидрологию*, которая изучает физические процессы и закономерности гидрологических явлений;
- *инженерную гидрологию*, разрабатывающую методы гидрологических расчетов и прогнозов, необходимые для проектирования и строительства гидротехнических и гидромелиоративных сооружений и использовании водных ресурсов.

Гидрология тесно связана с гидравликой и гидромеханикой, изучающими законы движения жидкости, а также с гидрофизикой и гидрохимией, которые рассматривают физические и химические свойства природной воды и их изменение во времени.

Каждое направление гидрологии имеет свой предмет изучения и специфические, свойственные ему методы исследований.

Гидрология болот изучает процессы движения воды в болотных массивах, изменения фазового состояния воды и взаимодействия её с твёрдой органической и минеральной частями, процессы влагообмена болот с окружающей природной средой.

Все направления гидрологии суши изучают гидрологический процесс, протекающий во взаимодействии воды с природной средой, основной его является круговорот воды в природе.

**Гидрологический процесс** представляет собой последовательное развитие в пространстве и времени взаимосвязанных друг с другом процессов и явлений в движении водных масс. Например, гидрологический процесс формирования весеннего стока в реке связан с процессами снеготаяния и поступления воды из снега на поверхность земли, впитывания воды в талую и мёрзлую почву, добегания талых вод по поверхности водосбора и ручейковой сети к реке, формирования почвенных и грунтовых вод.

Основы современной гидрологии были заложены учеными из Франции П. Перро и Э. Мариоттом и англичанином, астрономом Э. Галлеем в середине XVII века. П. Перро доказал, что существовавшие гипотезы о происхождении рек неверны, основным источником питания рек – атмосферные осадки; работы Э. Мариотта – «Трактат о движении воды и других жидкостей» (1686 г.) и известный закон Бойля-Мариотта способствовали развитию гидравлики и гидрологии.

Гидрология болот взаимодействует с гидрометеорологией и гидробиологией, а также, как отмечено выше, с гидрологией почв, гидрогеологией, с производственными дисциплинами – инженерной гидрологией и мелиоративной гидрологией, использующими научные разработки при обосновании инженерных систем. Материалы названных научных дисциплин привлечены в соответствующих разделах учебника.

## 1.2. Развитие гидрологии

Гидрология как самостоятельная наука довольно молода: она окончательно сформировалась в России в начале XX века. Вместе с тем, гидрология – точнее, отдельные ее направления – разрабатывались, в связи со строительством городов, развитием водного транспорта и гидромелиорацией (осушение, орошение земель), в течение столетий и тысячелетий. Наиболее древние гидрометрические наблюдения за уровнем воды в реке Нил в Египте проводились около 4000 лет назад.

Сохранились записи о водомерных наблюдениях в русских летописях XV и XVI веков, в которых отмечались важные для жизни людей гидрологические явления – вскрытие рек и ледостав, наводнения и паводки, гидрографическое описание рек и озёр. Первое систематизированное описание русских рек и озёр было дано в известной «Книге Большому чертежу», составленной около 1552 года. В середине XVII в. велись ежедневные наблюдения за погодой и уровнем воды в р. Москве.

Начало систематическому исследованию рек, озёр и водохранилищ было положено императором Петром I, выдающимся строителем водных путей в Санкт-Петербурге, а также крупных водных систем для транспорта, связывающих Санкт-Петербург с реками России. Были построены Вышне-Волоцкая водная система (соединила Волгу с Балтийским морем), Ладожский обводной канал, крупнейший в то время в мире, и другие.

В 1700 г. был впервые в России замерен расход воды р. Волги у г. Камышина, в 1715 г. установлен первый водомерный пост на р. Неве у Петропавловской крепости, постепенно были организованы водомерные наблюдения на Ладожском и Валдайском озёрах, на реках и прудах промышленного Урала.

Созданная в 1724 г. Академия наук по инициативе великого русского учёного М.В. Ломоносова организовала работу по сбору материалов о реках и северных морях. В 1767 г. была создана при Министерстве путей сообщения Навигационно-описная комиссия, которой было организовано около 500 водомерных постов, начались на ряде рек измерения расходов воды.

С 1873 г. были организованы исследования рек, озёр и болот для целей сельскохозяйственной мелиорации, развитию которой положено начало государственными экспедициями под руководством генерала И.И. Жилинского: Западной по осушению болот (с 1873 г.) и Экспедицией по орошению земель на юге России (с 1880 г.). В 1894 г. была создана под началом А.А. Тилло «Экспедиция по исследованию

главнейших рек Европейской России». Одновременно развивались теоретические исследования гидрологического плана.

В 1902 г. был принят первый закон о воде в России.

В 1903 г. создается первое в России гидрологическое учреждение – Гидрологический комитет при Отделе земельных улучшений (ОЗУ), Министерства земледелия и государственных имуществ, а с 1907 г. – при Главноуправляющем земледелием и государственным имуществом, так как задачи гидрологии шире задач ОЗУ. Гидрологический комитет составляет отчеты и пособия по водному хозяйству. В 1910 г. создается при комитете Гидрометрическая часть для изучения стока крупных рек.

В развитие гидрологии большой вклад внесла научная общественность, которой проводились Всероссийские и Всесоюзные гидрологические съезды (первый в 1924 г., второй – в 1928 г., третий – в 1957 г., четвертый – в 1973 г. и др).

О широте проблемы гидрологии свидетельствуют материалы III Всесоюзного гидрологического съезда, изданные в десяти томах. На съезде работали научные секции: расчетов и прогнозов стока; гидрофизики; озер и водохранилищ; гидродинамики и русловых процессов; водного хозяйства; общей гидрологии; гидрометрии; подземных вод и прогнозов подземного питания; гидрохимии и санитарной охраны вод.

Постепенно в гидрологической науке наряду с экспериментальными важное место заняли теоретические и методические исследования количественных и качественных изменений гидрологического режима территорий, включая методы математического моделирования и прогнозирования гидрологических процессов и явлений.

Для изучения болот и их гидрологического режима в отделе озер ГГИ были созданы отделение болот и лаборатория болотоведения. В 1931 г. был организован отдел болот, который возглавил выдающийся болотовед и мелиоратор А.Д. Дубах.

В развитии гидрологии существенные изменения произошли в послевоенные годы, особенно в связи с крупным гидротехническим и гидроэнергетическим строительством (Канал Волга-Дон, Саратовская, Красноярская, Братская и другие гидроэлектростанции), строительством оросительных и осушительных систем для сельского хозяйства, особенно после 1965 года, а также проведением работ по территориальному перераспределению речного стока, обводнения и водоснабжения безводных и маловодных районов.



В 1971 г. были введены основы водного законодательства СССР, ориентированные на государственную собственность воды, осуществление планового и комплексного использования вод с наибольшим хозяйственным эффектом.

С 1 января 2007 г. введен в действие Водный кодекс Российской Федерации.

Полученная гидрологическая информация входит в **Водный кадастр** и используется для экологической и хозяйственной оценки водных объектов, гидрологических расчётов и прогнозов. Последние позволяют предсказывать, с помощью научно обоснованных методов и способов, развитие процессов, в том числе нежелательных, в водных объектах. В последние десятилетия в стране сформировались новые научные дисциплины – инженерная гидрология и мелиоративная гидрология.

Изучением режима грунтовых вод на торфяных болотах и других переувлажненных землях в настоящее время в основном занимаются опытно-мелиоративные станции. Они изучают преимущественно нарушенный режим. На болотных, а также в небольшом объеме на стоковых и агрометеорологических станциях исследуют естественный и частично нарушенный режимы преимущественно верховых болот. На гидрогеологических станциях – естественный и нарушенный режимы грунтовых вод.

Первые опытно-мелиоративные станции на болотах в России были созданы в начале века (Минская в 1911 г., Тоома в Эстонии в 1910 г., Яхромская в 1914 г., Архангельская и Новгородская в 1915 г.). Болотные станции начали наблюдения с 1940 г. (Пулозеро в Мурманской области), а гидрогеологические станции с 1947 г. (Белорусская ГГС). Все виды станций распределены неравномерно по территории страны, а наблюдения за режимом грунтовых вод, особенно на мелиоративных станциях, носят спорадический характер.

Большой объём гидрологической информации о болотах получен на мелиоративно-болотных стационарах научно-исследовательских институтов гидротехники и мелиорации, а также по гидролесомелиорации. Размещение стационаров, состав наблюдений на них и результаты исследований опубликованы в недавно изданной книге «Мелиоративно-болотные стационары России» (Маслов Б.С. и др., 2006). В последние годы в связи с финансовыми трудностями объем полевых исследований на болотных, опытных станциях и стационарах резко сократился. На некоторых стационарах гидрологический режим болот

изучался в естественных условиях и после их осушения для сельского и лесного хозяйства.

Вопросы изучения движения воды в реках и каналах, взаимодействия воды с окружающей средой привлекали внимание многих мыслителей, среди них надо отметить древне-греческого ученого Архимеда, Леонардо да Винчи, Г. Галилея, Э. Торричелли, Б. Паскаля, И. Ньютона и других.

Немалый вклад в развитие гидрологии и гидравлики внесли члены Петербургской академии наук Даниил Бернулли, опубликовавший в 1738 г. основное уравнение гидравлики, Л. Эйлер, установивший основные уравнения равновесия и движения жидкости. В 1771–1776 гг. М.В. Ломоносов создал труд «Рассуждения о твёрдости и жидкости тела».

Гидрология болот в России создана задолго до официального рождения гидрологии трудами многих исследователей в XVIII–XIX столетиях в связи с возникшим интересом к использованию торфяных болот в земледелии и для добычи торфа на топливо. В известной работе М.В. Ломоносова «О слоях земных» (1763 г.) были высказаны мысли о природе болот и использовании торфа в хозяйстве. В последующие годы опубликованы интересные работы И.Г. Лемана, Е.И. Шретера, Г.И. Энгельмана, С.С. Джунковского, А.И. Стойковича, А.И. Фалевича, И.И. Жилинского. В XX веке большой вклад в гидрологию болот внесли В.Н. Сукачёв, Е.В. Оппоков, А.Д. Дубах, С.Н. Тюремнов, Е.А. Галкина, К.Е. Иванов, Н.И. Пьявченко, А.Г. Булавко, В.Ф. Шебеко, И.М. Нестеренко и др.

В 1957 г. в ГГИ К.Е. Ивановым и в 1961 г. Е.А. Романовой был предложен перспективный ландшафтно-гидрологический метод изучения болот, основанный на выделении микроландшафтов.

Эффективность этого метода возросла благодаря разработке приемов дешифровки аэрофотоснимков болот (Е.А. Галкина, 1949; К.Е. Иванов, 1957). Применение ландшафтно-гидрологического метода побудило усилить исследования водно-физических характеристик и водно-теплового режима болот и организацию экспедиционных исследований. Уже в 1960 г. в стране развернули работу 11 болотных станций и 13 болотных постов. В 1958–1992 гг. проведены в Западной Сибири уникальные исследования по комплексной программе изучения болот. Первые книги по гидрологии болот были опубликованы А.Д. Дубахом («Очерки по гидрологии болот», 1936; и «Гидрология болот», 1944), К.Е. Ивановым («Гидрология болот», 1953; и «Основы гидрологии болот лесной зоны», 1957; «Водообмен в болотных ландшафтах»,

1975), В.В. Романовым («Гидрофизика болот», 1961), В.Ф. Шебеко («Испарение с болот и баланс почвенной влаги», 1965; «Гидрологический режим осушаемых территорий», 1970; «Гидрологические расчеты при проектировании осушительных... систем», 1980, в соавторстве).

Большой вклад в развитие гидрологии и гидрогеологии внес академик С.Ф. Аверьянов, предложивший рассматривать водный режим территорий в качестве самостоятельного объекта исследований. Им разработаны многие теоретические вопросы фильтрации грунтовых вод, формирования поверхностного стока и водообмена в зоне аэрации. Следует также назвать книги Д.М. Каца и В.М. Шестакова («Мелиоративная гидрогеология» и др.), учебники по гидрологии И.И. Леви, Г.В. Железнякова и Е.Е. Овчарова, А.Н. Иванова и Т.А. Неговской и другие.

### 1.3. Водные ресурсы

Все виды воды, находящейся на Земле, составляют её водные ресурсы. В таблице 1 приведены запасы воды на Земле, по данным К.П. Воскресенского.

Таблица 1

Запасы воды на земном шаре

Вид воды	Объем воды, тыс. км <sup>3</sup>	% от общего объема (запаса)
Мировой океан	1338000	96,5
Подземные воды	23000	1,7
Почвенная влага	16,5	0,001
Ледники и постоянно залегающий снежный покров	24064	1,74
Подземные льды зоны многолетне-мерзлотных пород	300	0,022
Воды озер	176	0,013
Воды болот	11,5	0,0008
Воды в руслах рек	2,1	0,0002
Биологическая вода	1,1	0,0001
Вода в атмосфере	12,9	0,001
Общие запасы воды	1385984	100
Пресные воды	35029	2,53

Запас воды суши по сравнению с водами Мирового океана представляет весьма малую величину, однако их роль в природе и жизни человека огромна.

Объем суммарного речного стока воды с поверхности суши составляет 46 800 км<sup>3</sup> в год. В эту величину входит, помимо собственного речного стока, также подземный сток непосредственно в океан и ледниковый сток. Количество воды, находящейся в атмосфере, приблизительно равно 13 000 км<sup>3</sup>, запас воды в болотах 11 500 км<sup>3</sup>.

Российская Федерация относится к числу стран наиболее обеспеченных водными ресурсами.

На состояние водных ресурсов оказывает большое влияние хозяйственная деятельность человека. Под ее воздействием изменяются количественные и качественные характеристики водных объектов и их гидрологический режим. Наиболее существенное влияние оказывают строительство водохранилищ на реках для целей гидроэнергетики и обводнения земель, проведение работ по орошению и осушению земель, агролесомелиорация и агротехнические мероприятия, городское и промышленное строительство.

#### 1.4. Круговорот воды в природе

На Земле происходит непрерывный процесс круговорота вещества и энергии под воздействием в основном лучистой энергии Солнца. Солнце излучает  $3 \cdot 10^{30}$  ккал/год, приход энергии на границе земной атмосферы оценивается величиной  $1,34 \cdot 10^{21}$  ккал/год.

Поступающая солнечная энергия преобразуется в энергию движения воды, воздуха, преобразование вещества почвы и литосферы, в биологическую энергию, которая представляет основной источник химической энергии.

Помимо Солнца поступает какое-то количество космической энергии, исходящей из Галактики, а также из недр Земли, образующейся при радиоактивном распаде. Внутренняя энергия Земли расходуется в основном на процессы горообразования, тектонические движения земной коры, перемещение материков, вулканизм и землетрясения. В круговороте вещества и энергии участвует также гравитационное поле Земли, сила тяжести.

В мировом круговороте вещества и энергии ведущая роль принадлежит воде. Происходит непрерывный водообмен между гидросферой, земной поверхностью и атмосферой. Водообмен в виде выпадения атмосферных осадков, испарения, переноса водяного пара и его конденсации в атмосфере и образовании стока называют **влагооборотом**.

Под воздействием солнечной энергии происходит испарение с поверхности Мирового океана (включает все океаны, моря, заливы, проливы) и суши. Испарившаяся влага в верхних холодных слоях атмосферы конденсируется, образуя облака, и под влиянием силы тяжести в виде атмосферных осадков выпадает на поверхность океана и суши.

Общее количество испарившейся влаги на океане и суше равно величине осадков, так как по мнению учёных, потерь воды за пределы атмосферы не происходит.

На влагооборот воды в природе расходуется около 23% всей достигаемой Земли солнечной энергии.

Влагооборот в природе характеризуется следующими цифрами: в среднем за год испарение с Мирового океана составляет 505 тыс. км<sup>3</sup>, испарение с поверхности суши 72 тыс. км<sup>3</sup>. Объём атмосферных осадков, выпадающих на поверхность Мирового океана, составляет 458 тыс. км<sup>3</sup>.

Разность между испарением и осадками – 47 тыс. км<sup>3</sup> – переносится воздушным потоком с океана на сушу. Этот объём воды расходуется на формирование рек, образование озёр, болот, ледников, грунтовых вод.

Такой же объём воды (47 тыс. км<sup>3</sup>) ежегодно возвращается в океан, главным образом, речным стоком (45 тыс. км<sup>3</sup>) и около 2 тыс. км<sup>3</sup> поступает из глубоких горизонтов подземных вод, не дренируемых реками.

Гидрологами (Г.В. Железняков, 1993 и др.) подсчитано, что атмосферная влага возобновляется в течение 10 суток, объёмы воды в реках мира полностью возобновляются за 11–16 суток, воды озёр за 17 лет, подземные воды примерно за 1400 лет, запасы воды в ледниках за 1600 лет, в ледниках полярных стран за 9700 лет, воды Мирового океана за 2500 лет.

При кругообороте происходит процесс перемещения химических веществ и элементов в атмосфере, земной коре, на поверхности океана и суши. Основное количество солей поступает за счёт выщелачивания пород литосферы. Выделяют *большой, или геологический круговорот воды*, объединяющий земную кору, поверхность суши, океан и атмосферу, отличающийся большой продолжительностью во времени, и *малый, или биологический круговорот*, который состоит из множества циклических процессов изменения вещества и химических элементов в природных ландшафтах. В круговороте видное место занимает биомасса, на усвоение в процессе фотосинтеза наземных растений и морским организмом расходуется  $1,46 \cdot 10^{18}$  ккал/год.

Биологический круговорот в процессе почвообразования способствует глобальным геохимическим круговоротам углерода и азота, которые извлекаются из атмосферы зелеными растениями и почвенной микрофлорой. Растения получают энергию из космоса через фотосинтез, питательные вещества из почвенных растворов.

Естественный влагооборот изменяется в результате антропогенной деятельности, особенно при гидротехническом (сооружении водохранилищ, оросительных и осушительных систем, водозаборов и пр.) строительстве, предвидение возможных нежелательных последствий является прерогативой гидролога.

Прогнозируемое учёными загрязнение атмосферы углекислым газом вызовет изменения в поступлении солнечной энергии и в мировом круговороте вещества и энергии, что отразится на водообмене, элементах водного баланса и плодородии почв. Учёными ведется разработка прогнозов возможных изменений при разных сценариях глобального изменения климата.

На рис. 1 приведена схема круговорота воды (по Н.А. Соломенцеву и др.), на который показаны все основные элементы водного баланса.

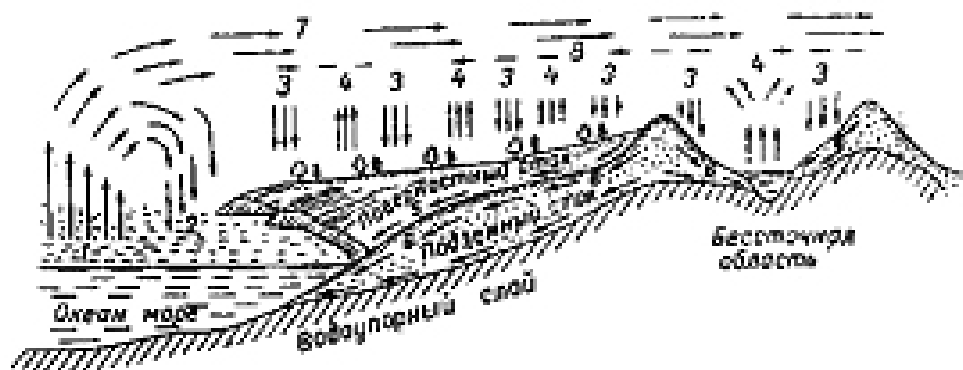


Рис. 1. Схема круговорота воды в природе:

- 1 – испарение с океана, моря; 2 – осадки в океан, море; 3 – осадки на поверхности суши; 4 – испарение с поверхности суши; 5 – поверхностный сток в океан, море;
- 6 – подземный сток в океан, море; 7 – перенос влаги с океана, моря на сушу;
- 8 – перенос влаги с суши в океан, море

На территории России осадки формируются лишь на 13% за счёт водяного пара местного происхождения, остальная часть (87%) за счёт влаги с Мирового океана.

Следует отметить, что в гидрологии иногда к малому круговороту относят водообмен на территории Мирового океана, а к большому – на территории суши, при этом не рассматривается принципиальная связь биологического и геологического круговоротов.

## 1.5. Водный баланс Земли и водосборного бассейна

**Водный баланс** – количественное выражение круговорота воды на какой-либо территории. Для земного шара в целом в среднем за многолетний период можно написать два уравнения водного баланса:

$$\text{для суши} \quad E_c = P_c - C, \quad (1)$$

$$\text{для мирового океана} \quad E_{ок} = P_{ок} + C, \quad (2)$$

где  $E_c$ ,  $E_{ок}$  – среднее годовое количество воды, испаряющееся соответственно с поверхности суши и океана;  $P_c$ ,  $P_{ок}$  – среднее годовое количество осадков соответственно с суши и океана,  $C$  – средний годовой поверхностный и подземный сток с суши.

Водный баланс суши, выраженный в слое стока составляет в среднем (в мм): осадки – 800, испарение – 485, сток – 315. Согласно балансу приход равен расходу:  $800 = 485 + 315$ .

Среднемноголетний водный баланс России (мм): осадки – 548, испарение – 312, местный сток – 236.

Сток рек значительно меньше испарения влаги в атмосферу, на долю испарения приходится 60% расхода воды в мире и около 50% в России.

Водный баланс может быть составлен для любой по площади территории, наиболее часто его составляют для водосборного бассейна реки, озера, болота.

Общее уравнение водного баланса (мм, м<sup>3</sup>/га) для любого участка земли следующее:

$$(P + Q_{п} + Q_1 \pm Q_{н} + K) - (E_{п} + E_{в} + T + C + Q_2) = \Delta W_{п} + \Delta W_{а} + \Delta W_{г}, \quad (3)$$

где  $P$  – атмосферные осадки;  $Q_{п}$  – приток поверхностных вод извне;  $Q_1$  – приток грунтовых вод;  $Q_{н}$  – приток напорных вод (+) и перетекание воды (–);  $K$  – конденсация воды на поверхности и в почве;  $E_{п}$  – суммарное испарение с поверхности почвы;  $E_{в}$  – испарение с водной поверхности;  $T$  – транспирация воды растениями;  $C$  – поверхностный сток,  $Q_2$  – отток грунтовых вод;  $\Delta W_{п}$ ,  $\Delta W_{а}$  и  $\Delta W_{г}$  – изменение запасов воды соответственно на поверхности земли, в зоне аэрации и в грунтовых водах. Элементы баланса  $E_{п}$  и  $T$  рассматривают вместе, они составляют суммарное испарение,  $E_c = E_{п} + T$  (рис. 2).

Для раскрытия взаимосвязи атмосферных, почвенных и грунтовых вод, помимо общего водного баланса, по рекомендациям С.Ф. Аверьянова, составляют *частные уравнения водного баланса*, позволяющие более полно оценить гидрологический режим территории:

уравнение баланса поверхностных вод:

$$\Delta W_{\text{п}} = P + K_{\text{п}} - E_{\text{п}} + Q_{\text{п}} - C - f_{\text{а}}, \quad (4)$$

уравнение водного баланса зоны аэрации:

$$\Delta W_{\text{а}} = f_{\text{а}} + K_{\text{а}} - T \pm g; \quad (5)$$

уравнение баланса грунтовых вод:

$$\Delta W_{\text{г}} = \pm g + Q_1 - Q_2 \pm \rho. \quad (6)$$

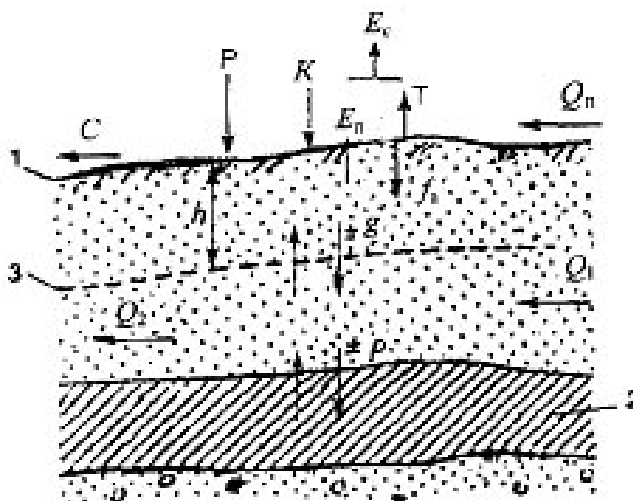


Рис. 2. Схема формирования водного баланса: 1 – поверхность земли; 2 – водоупор; 3 – уровень грунтовых вод; h – глубина залегания грунтовых вод

В частные уравнения входят дополнительные члены:  $f_{\text{а}}$  – инфильтрация (впитывание) воды поверхности почвы в зону аэрации (зону неполного насыщения),  $g$  – влагообмен зоны аэрации  $g = f_{\text{г}} - E_{\text{г}}$ ;  $K_{\text{п}}$  – конденсация влаги на поверхности почвы;  $\rho$  – влагообмен грунтовых вод со смежными водоносными горизонтами. На болотах  $\rho = 0$  (верховые болота),  $\rho > 0$  – низинные болота напорного питания,  $\rho < 0$  (некоторые верховые болота).

## 1.6. Радиационный баланс

Основным источником тепла и движения вод на Земле является притекающая от Солнца прямая коротковолновая солнечная радиация  $I_{\text{с}}$ . Поток солнечной радиации – это количество тепла, приходящееся на единицу площади в единицу времени, которое выражают в Вт/м<sup>2</sup> или кал/мин. см<sup>2</sup>. Часть солнечной радиации составляет рассеянная радиация  $I_{\text{а}}$ , она поступает к поверхности Земли после рассеяния молекулами газов, входящих в состав воздуха, пылинками, ионами. Эти две составляющие потока коротковолновой радиации вместе с длинноволновым



излучением, приходящим из атмосферы  $I_{li}$  составляют суммарный поток солнечной радиации  $I_s + I_a + I_{li}$ .

Поступившая радиация частично отражается от деятельной поверхности, а частично (особенно коротковолновая радиация) подвергается излучению, коэффициент отражения радиации, или альbedo характеризует часть отражённой коротковолновой радиации, отнесённой к величине поступивший на поверхность суммарной радиации. Альbedo зависит от цвета почвы, шероховатости и наклона поверхности, влажности почвы и варьирует в широких пределах. Величина альbedo при разных поверхностях: свежий снег – 0,80–0,85, тающий снег 0,30–0,65, сухая темная глина – 0,16, влажная та же глина – 0,02–0,08, влажный песок – 0,09, зелёный травостой – 0,16–0,27, паровое поле – 0,12–0,35, скошенное поле – 0,15–0,17. Длинноволновая радиация излучается обратно в атмосферу в количестве  $I_{il}$ , потом её зависит от температуры поверхности почвы.

**Радиационный баланс представляет собой алгебраическую сумму радиационных потоков и противопотоков на деятельной поверхности, он выражается формулой**

$$R = (I_s + I_a)(1 - \alpha) + (I_{li} - I_{il}). \quad (7)$$

Для ночного времени при отсутствии  $I_s$  и  $I_a$  радиационный баланс  $R = I_{li} - I_{il}$ .

Изменение суточных величин радиационного баланса для неосушенных и освоенных торфяных болот в сравнении с прилегающими к ним суходолами показано в табл. 2.

Эта работа выполнена В.Ф. Шебеко, результаты её сведены в виде карты изолиний  $R$  для всей республики.

Коэффициенты вариации суточных  $R$  для поверхностей отличаются незначительно с некоторой лишь тенденцией повышения  $C_v$  освоенного болота. Поэтому сделаны более достоверные расчеты по объединенным рядам, которые включают от 37 до 594 членов. Выполнена оценка репрезентативности вариационных рядов суточного радиационного баланса. Погрешность определения средней величины суточного баланса для отдельных месяцев и сезона в 50% случаев не превышает 5% и только в одном случае составила 12%. Величина относительной средней квадратической ошибки коэффициентов изменчивости  $C_v$  не превышает 5% и только в двух случаях 11%. Анализ эмпирических обеспеченностей суточных значений  $R$  для отдельных месяцев и сезона показал, что коэффициенты асимметрии  $C_s$  близки к нулю. Только в конце теплого сезона (август, сентябрь)  $C_s = C_v$ .

Таблица 2

**Средние значения суточных величин  $R$ ,  
коэффициенты вариации  $C_V$  и ассиметрии  $C_S$  для территории Белоруссии**

Месяц	Участки	Параметры $R$			$C_S$
		$R$ , кал/ см <sup>2</sup> -сут (север-юг)	$C_V$		
			по ряду для отдельной поверхности	по объединенному ряду	
Апрель	Освоенное болото	190–210	0,38	0,37	0
	Неосушенное болото	200–230	0,36		
	Суходол	190–215	0,37		
Май	Освоенное болото	250–270	0,35	0,30	0
	Неосушенное болото	280–290	0,28		
	Суходол	270–290	0,27		
Июнь	Освоенное болото	290–310	0,27	0,27	0
	Неосушенное болото	300–320	0,27		
	Суходол	285–300	0,26		
Июль	Освоенное болото	280–310	0,31	0,29	0
	Неосушенное болото	285–300	0,27		
	Суходол	230–250	0,33		
	(озимая рожь, яровые зерновые)	265–300	0,33		
Август	Освоенное болото	210–240	0,28	0,28	0,28
	Неосушенное болото				
	Суходол				
Сентябрь	Освоенное болото	110–130	0,43	0,49	0,49
	Неосушенное болото	100–120	0,54		
	Суходол	110–125	–		
Апрель– сентябрь	Освоенное болото	260–270	0,38	0,36	0
	Неосушенное болото	265–280	0,35		
	Суходол	250–265	0,34		

Таблица 3

**Среднесуточные величины альбедо на болотах  
в зависимости от облачности**

Облачность	Май	Июнь	Июль	Август
Неосушенное болото				
0,0–0,3	19,3	19,4	19,4	21,7
0,3–0,7	19,8	19,6	19,5	22,0
0,7–1,0	20,2	21,6	20,5	22,2
Осушаемое болото				
0,0–0,3	20,8	20,1	20,2	22,0
0,3–0,7	21,3	20,5	20,5	22,9
0,7–1,0	–	20,0	21,7	22,0

Среднесуточные значения альбедо на неосушенном и травянисто-гипновом болоте и осушаемом низинном, используемом под многолетние травы, изучала В.Ф. Шебеко (1977) в Белоруссии (табл. 3).

Изменения альбедо на разных болотах небольшие. На суходоле с травами и зерновыми культурами значения альбедо при облачности 0,3–0,7 в июне–августе было соответственно 20,0, 21,7 и 22,0.

### **1.7. Статистическая оценка рядов наблюдений гидрологических величин**

Гидрологические характеристики (сток, испарение, водообмен поверхностных и подземных вод и др.) устанавливаются на основе наблюдений за ними *in situ*. В результате формируются ряды наблюдений. С удлинением периода наблюдений и получением более длинных рядов, полученные характеристики полнее отражают сущность изучаемого процесса. Расчетные характеристики при наличии многолетних данных наблюдений рассматривают как случайные величины, которые подвергают статистической обработке. Важно чтобы состав замеренных значений и характеристик был *однородным*, т.е. имел одну природу и одинаковые условия формирования. Если произошли в период наблюдений какие-то изменения (например, под влиянием хозяйственной деятельности), то ряды наблюдений приводят к естественным условиям. В этом случае, а также при коротких рядах наблюдений используют данные наблюдений на **объектах–аналогах**, имеющих продолжительный период наблюдений.

Статистическая оценка рядов наблюдений позволяет объективно решать многие вопросы гидрологии, определять вероятность и повторяемость того или иного явления с их математической оценкой.

*До появления гидрологической науки все вопросы решались (по современным воззрениям) примитивно, что подтверждает следующий пример. В конце XIX–начале XX века, еще до рождения гидрологии как науки, в отечественной мелиорации расчеты осушительных каналов на болотах обосновывались необходимостью отвода среднего максимального количества месячных осадков (127 мм) за 30 суток. Будущий академик Е.В. Оптоков, в результате наблюдений за работой каналов в Полесье, считал необходимым устраивать каналы такого размера, чтобы они могли отводить половинным сечением тройной среднемесячный сток за две недели. Ответов на закономерные вопросы типа: почему за основу взята месячная норма осадков, а не, скажем, декадная,*

почему надо отвести тройной сток воды за две недели, а не за другой срок, ответов не было, поскольку не были известны основные статистические характеристики – обеспеченность, вероятность, повторяемость и другие, не было еще и необходимых для их получения рядов наблюдений за речным стоком.

Статистические характеристики разработаны и используются, прежде всего, для оценки речного стока, наряду с этим они применяются для оценки осадков, испарения, водообмена в почвогрунтах и других гидрологических величин.

Вопрос статистической оценки рядов хорошо разработан, ниже использованы материалы И.И. Леви, А.И. Иванова, Е.Е. Овчарова и других.

Для приближенного описания основных свойств рядов наблюдений, рассматриваемых в качестве статистических совокупностей, в практике гидрологических расчетов используют следующие статистические параметры (числовые характеристики).

**Среднеарифметическое**  $\bar{Q}$ , характеризующее положение центра, вокруг которого колеблются отдельные значения  $Q_i$  рассматриваемого ряда,

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} (Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n) = \sum_{i=1}^n Q_i / n, \quad (8)$$

где  $n$  – число членов ряда.

**Среднеквадратическое отклонение**  $\sigma_Q$ , характеризующее меру рассеяния (отклонения) отдельных значений ряда от среднеарифметического, имеет такую же размерность, что и члены ряда. Расчетная формула для определения среднеквадратического отклонения после введения в нее поправки на систематическую отрицательную смещенность имеет вид:

$$\sigma_Q = \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^2 / (n-1)}. \quad (9)$$

**Коэффициент вариации**  $C_v$  характеризует относительную (в долях среднеарифметического) меру изменчивости ряда:

$$C_v = \sigma_Q / \bar{Q} \quad (10)$$

Величина безразмерная, удобная для сравнения рядов наблюдений, различающихся своими средними значениями.

При выражении отдельных членов ряда  $Q_i$  в виде безразмерных модульных коэффициентов  $K_i = Q_i / \bar{Q}$  коэффициент вариации опре-

деляется по формуле

$$C_v = \sqrt{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^2 / (n-1)}. \quad (11)$$

Коэффициент асимметрии  $C_s$ , характеризующий распределение случайных значений  $Q_i$  относительно среднеарифметического значения  $\bar{Q}$ , является также безразмерной величиной.

Ряд считается симметричным, если положительные и отрицательные отклонения членов ряда от среднеарифметического  $(Q_i - \bar{Q})$  повторяются одинаково часто, то есть симметрично группируются относительно центра распределения.

В тех случаях, когда положительные отклонения повторяются реже, чем отрицательные, или наоборот ряд – несимметричный (асимметричный).

Коэффициент асимметрии  $C_s$  рассчитывают по формуле

$$C_s = n \sum_{i=1}^n (Q_i - \bar{Q})^3 / (n-1)(n-2)\sigma_Q^3, \quad (12)$$

или по аналогичной формуле через модульные коэффициенты.

Большинство гидрологических характеристик имеют положительную асимметрию ( $C_s > 0$ ), то есть ряды наблюдений включают сравнительно немногочисленные большие положительные отклонения и многочисленные, но менее значительные по величине отрицательные отклонения от среднеарифметического.

Численные значения статистических характеристик ряда наблюдений, получаемые по приведенным формулам, всегда содержат случайные ошибки, связанные с ограниченностью числа членов  $n$  случайной совокупности. В пределе (при  $n \rightarrow \infty$ ) статистические параметры близко приближаются к своим «истинным» значениям, характеризующим свойства распределения генеральной совокупности. На практике же всегда оперируют с приближенными, по существу, случайными статистическими характеристиками ряда наблюдений.

Случайные ошибки статистических характеристик ряда зависят от числа членов ряда  $n$  и закона распределения рассматриваемой случайной величины, включая входящие в него неизвестные параметры, определяемые по выборочным данным.

В практических расчётах без большой погрешности могут быть использованы формулы относительных (выраженных в долях или процентах от рассматриваемой величины) среднеквадратических ошибок

статистических характеристик ряда наблюдений, полученных для соотношения  $C_S = 2C_V$ .

Более точные оценки случайных ошибок статистических характеристик ряда наблюдений получают методом статистических испытаний (метод Монте-Карло), освещенном в литературе.

Для практических расчетов точность определения статистических характеристик считается достаточной, если их относительные среднеквадратические ошибки меньше 10%. Такая точность при расчетах  $C_S$  достигается только при длине ряда  $n$  больше 100 лет. Поэтому на практике  $C_S$  находят как среднее из значений; полученных по группе совокупностей с наиболее продолжительными рядами наблюдений в гидрологически однородном районе.

### Кривая обеспеченности

**Обеспеченностью**  $p_m$  данного значения характеристики  $Q_m$  называется эмпирическая вероятность превышения этого значения, полученная по ряду наблюдений, состоящему из  $n$  членов:

$$p_m = m/n, \quad (13)$$

где  $m$  – число членов ряда, равных или превышающих  $Q_m$ .

В гидрологических расчетах обеспеченность выражается в долях единицы, или же чаще – в процентах. При этом в расчетах, как правило, рассматриваются гидрологические характеристики, имеющие место только один раз в году. Тогда  $n$  в формуле имеет смысл числа лет наблюдений, а  $m$  – числа лет, в которых рассматриваемое значение  $Q_m$  превышалось. Поэтому синонимом термина эмпирическая обеспеченность является термин *эмпирическая ежегодная вероятность превышения*, понимаемый как вероятность превышения данного значения  $Q_m$  в каждом году.

Графическое выражение связи между значениями рассматриваемой характеристики и их эмпирическими ежегодными вероятностями превышения называется в гидрологии *эмпирической кривой обеспеченности*. В зависимости от числа лет наблюдений последняя может быть построена двумя способами.

*Первый способ* построения применяют при большом объеме наблюдений (порядка 100 членов). В этом случае кривую обеспеченности строят по сгруппированным данным. Для этого всю амплитуду колебания случайной величины  $A = Q_{\max} - Q_{\min}$  (где  $Q_{\max}$  и  $Q_{\min}$  – соответственно наибольшее и наименьшее наблюдаемые за  $n$  лет значения исследуемой величины) делят на интервалы, или разряды  $\Delta Q_i$ ,

и подсчитывают, сколько значений попало в каждый из них, то есть определяют абсолютную частоту  $n_i$ .

Число интервалов  $C$  назначают от 10 до 15 в зависимости от числа наблюдений  $n$  так, чтобы отразить основные черты рассматриваемой статистической совокупности. Интервалы  $\Delta Q_i$  назначают одинаковыми. За их величину принимают удобное число, ближайшее к частному  $A/C$ . Выбранные интервалы не должны перекрываться, чтобы повторяющиеся значения не попали в смежные. Контролем при подсчете абсолютных частот по разрядам служит очевидное равенство

$$\sum_{i=1}^C n_i = n. \quad (14)$$

Для каждого интервала рассчитывают относительную частоту  $m_i = n_i/n$ , при этом получают

$$\sum_{i=1}^C m_i = 1. \quad (15)$$

**График распределения относительных частот по интервалам называется гистограммой распределения.** Он показывает общую форму распределения, интервал наибольших частот, характер асимметрии.

При расчете координат эмпирической кривой обеспеченности последовательно суммируют относительные накопленные частоты (выраженные в долях единицы или в процентах) по интервалам, начиная с интервала наибольших значений ряда наблюдений.

Откладывая на оси ординат нижние границы интервалов и относя к ним полученные значения относительных накопленных частот, наносят на график точки. Затем соединяют эти точки и получают график эмпирической кривой обеспеченности.

*Второй способ* применяют при числе членов ряда менее 70–100. Он заключается в следующем. Члены хронологического ряда наблюдений за  $n$  лет располагают в порядке убывания:  $Q_1 \geq Q_2 \geq Q_3 \geq \dots \geq Q_m \dots \geq Q_n$ , где  $m$  изменяется от 1 до  $n$ .

Для каждого члена такого ряда  $Q_m$  вычисляют **эмпирическую ежегодную вероятность** превышения  $p_m$  (в процентах) по формуле

$$p_m = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%. \quad (16)$$

Эта формула по сравнению с выражением 13 дает более точный результат, особенно при малых значениях  $n$ .

Нанося на график точки с координатами  $(p_m, Q_m)$  получают кривую обеспеченности рассматриваемой гидрологической характеристики.

Ординаты эмпирической кривой обеспеченности можно выразить и в виде модульных коэффициентов, учитывая соотношение  $K_m = Q_m / \bar{Q}$ , где  $\bar{Q}$  – среднеарифметическое значение гидрологической характеристики за  $n$  лет.

На рис. 3 в качестве примера приведены гистограмма и эмпирическая кривая обеспеченности расходов воды.

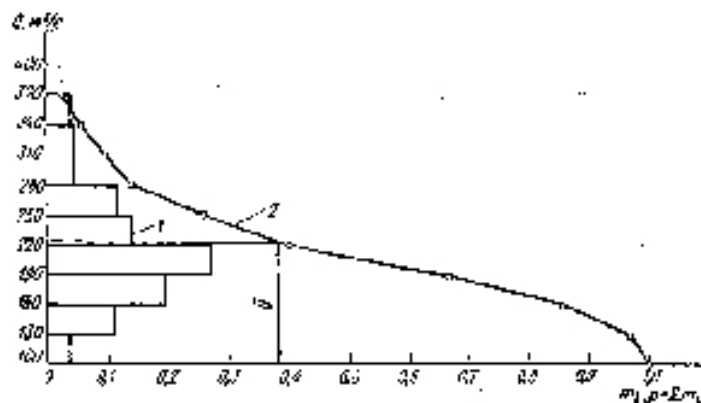


Рис. 3. Гистограмма (1) и эмпирическая кривая обеспеченности (2) среднегодовых расходов р. Западная Двина у г. Витебска за период 1879–1940, 1945–1975 гг.

Эмпирическая кривая обеспеченности позволяет определить эмпирическую вероятность превышения любой заданной характеристики и наоборот, по заданной обеспеченности найти соответствующую ей характеристику (расход воды).

При росте членов ряда ( $n \rightarrow \infty$ ) и уменьшении интервала гистограмма распределения превращается в плавную кривую, которую называют *кривой распределения вероятностей*. Она характеризует вероятность появления того или иного значения рассматриваемого ряда случайных величин. Из нее в частности, следует, что чем ближе значение члена ряда к среднему, тем больше вероятность его появления (частота) и, наоборот, чем больше отклонение члена ряда от среднего, тем меньше его вероятность.

В концах кривой обеспеченности при ее значениях менее 5% и более 95%, т.е. при максимальных и минимальных величинах гидрологических характеристик и прежде всего стока, находятся зоны *экстремальных гидрологических ситуаций* (ЭГС). При достижении ЭГС возможны негативные гидрологические процессы – затопление и подтопление земель, наводнения, обмеление рек и истощение водных ресурсов, загрязнение вод и другие, ведущие к ущербу и снижению уровня жизни населения.



Эмпирические и теоретические кривые обеспеченности при ограниченном числе членов ряда не дают значений, соответствующим самым малым и самым большим обеспеченностям. Экстраполяция величин  $K_{\max}$  в бесконечность и  $K_{\min}$  к нулю вызовет ошибки при инженерных расчетах. Для решения этого вопроса подбирают математическую кривую, наиболее соответствующую опытным данным, которую аналитически можно экстраполировать на малые и большие обеспеченности. Для этих целей наиболее применима кривая Пирсона III рода или ее модификации.

В практике широко используют клетчатки вероятностей Хазена или другие, которые позволяют выпрямить симметричную кривую обеспеченности. По оси ординат откладывают значения величин (например, модульные коэффициенты). Связь на графике получается близкой и линейной, только для ассиметричных кривых обеспеченности они могут быть выпуклыми или вогнутыми. Для устранения этого по вертикальной оси (ординат) используют логарифмическую шкалу значений  $K$  (рис. 4).

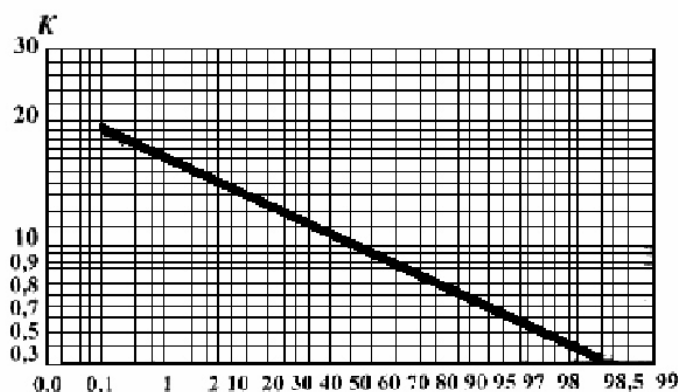


Рис. 4. Клетчатка вероятности с логарифмической шкалой модульных коэффициентов

Использование клетчатки вероятности позволяет легко графическим путем экстраполировать кривую на малые и большие обеспеченности, получая на осях координат предельные значения  $K$ .

При отсутствии длинного ряда наблюдений применяется метод аналогий. Метод аналогий основан на допущении, что две, например, реки  $A$  и  $B$  расположены в одинаковых физико-географических условиях и площади их бассейнов одного порядка. В этом случае сток (или характерные расходы) реки  $A$  может быть вычислен по данным многолетних наблюдений по стоку реки  $B$ . С этой целью по параллельным

коротким рядам наблюдений устанавливается связь между стоками  $W_A$  и  $W_B$ . Важно, что бы короткий ряд наблюдений охватывал как маловодные, так и многоводные годы и количество опытных точек было не слишком мало.

Между двумя рядами наблюдений по графику  $W_A = f(W_B)$  устанавливается связь типа

$$W_A = B + W_B \operatorname{tg}\alpha, \quad (17)$$

где  $\alpha$  – угол наклона прямой связи к оси абсцисс,  $B$  – постоянная, снимается с графика при  $W_B = 0$ . По этой формуле вычисляются значения  $W_A$  для удлинения ряда наблюдений, рассчитывается обеспеченность и т.п. Главное при применении этого метода – правильно подобрать аналог с адекватными показателями. В практике иногда для удлинения рядов применяются связи стока с осадками и другими характеристиками.

### Контрольные вопросы

1. Какие вопросы изучает гидрология; связь её с биосферой?
2. Раскройте понятие гидрологический процесс.
3. Основные этапы развития гидрологии как науки.
4. Что включает в себя гидрологическая сеть?
5. Приведите сведения о запасах воды в мире и Российской Федерации.
6. Чем обусловлен круговорот воды в природе?
7. Назовите примерные цифры по скорости водообмена в разных водных объектах.
8. Какая принципиальная разница между биологическим и геологическим круговоротом вещества и энергии?
9. Примерный водный баланс Земли и России.
10. Напишите и прокомментируйте уравнение водного баланса. Для каких территорий оно составляется?
11. Какие элементы баланса можно изучить с применением частных уравнений водного баланса?
12. Что такое радиационный баланс, для чего он используется в гидрологии болот?
13. Как изменяется альbedo на болотах, от каких факторов оно зависит?
14. Гидрологические ряды наблюдений, их статистическая оценка и методы удлинений.
15. Что такое обеспеченность гидрологической величины, какими параметрами она характеризуется?
16. Методы построения кривой обеспеченности.
17. Связь между обеспеченностью и повторяемостью.

## ГЛАВА 2. ВОДА В ТОРФЕ

### 2.1. Физические свойства торфа

Торф, слагающий торфяную залежь, неоднороден по физическим свойствам даже в пределах одного болотного микроландшафта как по площади, так и по глубине. Торф представляет собой трехфазную систему, состоящую из разной степени разложившихся растений, живых и мертвых организмов, воды и воздуха, в составе которого находятся пары воды,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_3$  и др. Основу твёрдого скелета торфа составляют неразложившиеся остатки травянистых растений, коры деревьев и кустарников.

**Структура торфа** изменяется в зависимости от степени разложения торфа. Наибольшей связностью характеризуются самые верхние, приповерхностные слои торфяной залежи. Торфу свойственна значительная **анизотропность**: размеры и форма пор зависят от направления. Влияние анизотропности сказывается на водопроницаемости торфа в горизонтальном и вертикальном направлениях.

Верхний («деятельный») слой верхового торфа (5–20 см) состоит из вертикальных стебельков живого мха, корней травянистых растений и кустарничков. Он характеризуется крупными размерами пор (до 0,5 см), под ним залегает несколько уплотнённый, растительный не разложившийся материал слоем до 15 см. Далее залегает более уплотненная растительная масса, подвергшаяся слабой степени разложения, ниже залегает торф.

Структура торфа зависит от ботанического состава и степени разложения, определяющей дисперсность торфа. Ботанический состав торфа зависит от растений – торфообразователей. Используемое понятие *вид торфа* характеризуется достаточно постоянным сочетанием преобладающих остатков отдельных видов растений, отражающих исходные растительные ассоциации.

**Степень разложения** торфа вместе с его ботаническим составом определяет его основные водные свойства: влажность, влагоёмкость, водоотдачу, капиллярность, водопроницаемость. Максимальной степенью разложения характеризуются древесные торфа, она достигает 70–80%, составляя в среднем 50%. Они образуются в условиях пониженной влажности верхнего слоя торфа или при периодическом увлажнении и высыхании залежи. Травяные торфа имеют среднюю степень разложения 35–45%; моховые торфа, в зависимости от увлажненности среды при образовании торфа, имеют степень разложения

от 5 до 30%. По группам торфа степень разложения убывает в следующем порядке: древесные, древесно-травяные, древесно-моховые, травяные, травяно-моховые и моховые.

**Зольность торфа** является важнейшим показателем при добыче торфа на топливо и использовании его в земледелии. Гидрологическое значение зольности торфа невелико. Под зольностью торфа понимают отношение веса минеральных веществ, содержащихся в торфе, к полному весу твёрдой части, выраженной в процентах. В таблице 4 приведены её значения для разных групп торфа.

Таблица 4

**Зольность и кислотность разных групп торфа**

Тип растительности	Зольность субстрата. % от веса твёрдой фазы	Кислотность, рН
Олиготрофный	2-4	3,5-4,5
Мезотрофный	4-5	4,5-5,5
Эвтрофный	5-18	5,5-7,5

**Кислотность торфа**, выражаемая величиной рН, в гидрологическом отношении необходима при оценке качества болотных вод, она изменяется в пределах 3,5–7,5 для разных видов торфа. Высокой кислотностью отличаются верховые болота, на многих низинных болотах она не превышает рН 4–5.

Как у любой другой почвы (грунта) физические свойства торфа включают в себя понятия плотность, пористость и др.

**Плотность торфа** – масса твёрдой фазы, отнесенная к её объёму:

$$\rho = \frac{M}{V_0}, \text{ кг/м}^3, \quad (18)$$

где  $\rho$  – плотность торфа;  $M$  – масса твёрдой фазы;  $V_0$  – объём твёрдой фазы.

**Объёмная масса** – масса почвы, отнесенная к объёму почвы вместе с порами, заполненными водой и воздухом:

$$\gamma = \frac{M}{V}, \text{ кг/м}^3, \quad (19)$$

где  $\gamma$  – объёмная масса, г/см<sup>3</sup>;  $M$  – масса почвы;  $V$  – объём почвы с порами, заполненными водой и воздухом.

**Пористость (скважность)** – суммарный объём пор между частицами твёрдой фазы почвы в единице её объёма:

$$P = \left(1 - \frac{\gamma}{\rho}\right) 100\%, \quad (20)$$

где  $P$  – общая пористость, %.

Пористость рыхлого грунта зависит от размера и формы слагающих его частиц, от взаимного расположения частиц, при уплотнении пористости уменьшается. С пористостью тесно связана водопроницаемость грунта (см. ниже).

Вода в верхних слоях торфа может перемещаться в жидком виде и в форме пара. Поток пара (диффузия) может быть только в порах и пустотах, не заполненных жидкой водой – свободных парах, общий их объём называют *свободной пористостью*.

Вода в жидком виде передвигается между стеблями растений под влиянием силы тяжести (фильтрационное движение) или под влиянием сил поверхностного натяжения (капиллярное движение), а также в стеблях живых растений в результате их биологической деятельности.

Воду, находящуюся в порах живых и отмерших растений принято называть внутриклеточной влагой, максимальный объём её – *внутриклеточной влагоёмкостью*. В порах между стеблями растений – торфообразователей содержится грунтовая вода и при неполном насыщении – *капиллярная вода*. **Грунтовая вода подчиняется закону силы тяжести, гидростатическое давление в ней выше атмосферного**, благодаря чему она свободно вытекает из искусственных разрезов. Грунтовая вода существует благодаря наличию в основании её водупора (абсолютного или относительного), иначе она вытекла бы в подстилающие геологические породы.

Над уровнем грунтовой воды располагается *капиллярная кайма*, вода в которой заполняет капиллярные поры. Гидростатическое давление в ней меньше атмосферного. Вода капиллярной зоны, заполняющая наиболее крупные поры, движется в том же направлении вместе с грунтовой водой. **Зону капиллярной каймы называют зоной неполного насыщения в отличие от грунтовых вод, представляющих зону полного насыщения.**

Характеристика водных свойств торфа ниже дана для свободной и связанной воды.

## 2.2. Свободная вода в торфяной залежи

Свободная вода, подчиняющаяся закону всемирного тяготения, которая может стекать по уклону, встречается на болотах в виде рек, речек, ручьев, озер и озерков; водных линз, жил и крупных пор внутри торфяной залежи, а также временных скоплений на поверхности болота и слабопроницаемом слое торфа в виде верховодки после снеготаяния, обильных осадков и разливов рек.

Торф имеет пористую структуру с различными размерами и формой пор. Пористость – один из основных показателей свободной воды в торфе. Водные свойства торфа, как и любой почвы, характеризуют помимо пористости следующие показатели: влажность, влагоёмкость, водопроницаемость и водоотдача.

**Влажность почвы** – количество воды, находящейся в данный момент в почве, выраженное в весовых или объемных процентах.

**Водопроницаемость** – свойство почвы принимать и пропускать через себя воду; определяется *коэффициентом фильтрации* почвы (скорость движения грунтовой воды при градиенте, равном единице).

**Влагоёмкость** – способность почвы поглощать и удерживать максимальное количество воды, соответствующее в каждый момент времени воздействию на нее внешних сил; подразделяется на следующие виды:

- полная влагоёмкость (ПВ) – количество влаги, удерживаемое почвой в состоянии полного насыщения при заполнении всех пор водой. Полная влагоёмкость меньше пористости на величину «защемленного» водой воздуха, который занимает 1–5% пор;
- капиллярная влагоёмкость (КВ) – количество воды, удерживаемое почвой в капиллярно-подпертом состоянии;
- наименьшая влагоёмкость (НВ) – максимальное количество влаги, удерживаемое почвой в условиях свободного оттока в равновесно-подвешенном состоянии (когда глубина залегания уровней грунтовых вод больше высоты капиллярного поднятия);
- предельная полевая влагоёмкость (ППВ) – наибольшее количество воды, удерживаемое почвой в равновесном состоянии, при наличии подпора со стороны грунтовых вод, ППВ – практически равна КВ.

Все влагоёмкости оценивают в процентах от объема или от ПВ.

При использовании торфяных почв для выращивания сельскохозяйственных растений необходимо располагать сведениями о сосущей силе почвы, влажности завядания растений и разрыва капилляров.

**Сосущая сила почвы** – свойство почвы присоединять и удерживать в себе влагу при соприкосновении с водой. Величина сосущей силы почвы выражается в атмосферах и сантиметрах водяного столба и колеблется соответственно при полном насыщении влагой и в сухой почве от нуля до  $10^4$  атмосфер.

**Влажность завядания** – степень увлажненности почвы, при которой начинается устойчивое завядание растений. На основании данных влажности завядания и общего содержания влаги вычисляются запасы

продуктивной влаги в почве или влаги, идущей непосредственно на формирование урожая. Объём продуктивной воды вычисляется по формуле:

$$W = \gamma_{об} h (\omega_B - \omega_3) , \quad (21)$$

где  $W$  – запасы продуктивной воды, мм;  $\gamma_{об}$  – объемная масса почвы, г/см<sup>3</sup>;  $h$  – мощность слоя почвы, для которого рассчитываются запасы продуктивной влаги, см;  $\omega_B$  – влажность почвы, % сухой массы;  $\omega_3$  – влажность завядания, % сухой массы.

**Влажность разрыва капиллярной связи** – влажность почвы, лежащая в интервале между наименьшей влагоёмкостью и влажностью завядания, при которой подвижность влаги к испаряющей поверхности резко снижается. Выражается в процентах от веса или объёма почвы.

Полная влагоёмкость сфагнового очеса на разных микроландшафтах, по К.Е. Иванову, изменяется от 2,7 до 19,5 весовых единиц. Влагоёмкость сфагнома на грядах, кочках и западинах составляет в среднем 18,2 весовых процента, на облесенных болотах из-за наличия зелёного мха она меньше. Полная влагоёмкость торфов понижается при повышении степени их разложения.

**Водоотдача** – свойство почвы отдавать гравитационную воду путем стекания. Максимальная величина водоотдачи

$$\mu = W_{П} - W_{Н} . \quad (22)$$

При неглубоком залегании уровней грунтовых вод, как это имеет место на болотах естественных и осушаемых для земледелия,

$$\mu = W_{П} - W_{ПП} . \quad (23)$$

Выражают её в % от объёма, где  $W_{П}$  – полная влагоёмкость,  $W_{Н}$  – наименьшая влагоёмкость,  $W_{ПП}$  – предельная полевая влагоёмкость.

### 2.2.1. Водопроницаемость и коэффициент фильтрации

**Водопроницаемость грунта** зависит от пористости, наличия крупных пор и пустот. К хорошо водопроницаемым грунтам относятся трещиноватые скальные породы – гравий, галечник, крупнозернистые пески, к средне- (полу-) проницаемым относят суглинки, заиленные супеси и мелкозернистые пески, к водонепроницаемым – тяжёлые суглинки и глины. Часто последние относят к водоупорам, хотя и они проницаемы, когда вода находится под напором. Показателем водопроницаемости является коэффициент фильтрации.

Скорость фильтрации по формуле Дарси

$$v = kl , \quad (24)$$

где  $l$  – градиент (уклон) потока,  $k$  – коэффициент фильтрации.

В таблице 5 приведены значения коэффициентов фильтрации верхнего деятельного горизонта для разных микроландшафтов при средней высоте гряд в грядово-мочажинном комплексе 22–23 см.

Таблица 5

**Коэффициенты фильтрации торфа на различной глубине  
под поверхностью гряд и мочажин, см/с**

Расстояние от поверхности гряды, см	Расстояние от поверхности мочажины, см	Гряды сфагново-кустарничковые, облесенные сосной	Сфагново-пушицевые мочажины	Сфагново-шейхцериевые мочажины			
5	Вода выше поверхности мохового покрова в мочажинах	31,0	Течение поверхностное	Течение поверхностное			
6		24,0					
7		19,0					
8		15,1					
9		12,4					
10		10,2					
15		3,7					
20		1,6					
23		0			0,85	300	300
25		2			0,60	37,0	100
27	4	0,52	16,0	50,0			
29	6	0,45	9,5	34,3			
31	8	0,40	6,4	28,5			
33	10	0,35	4,5	25,5			
35	12	0,30	3,2	23,0			
37	14	0,27	2,3	20,8			
39	16	0,23	1,7	18,7			
41	18	0,20	1,2	16,6			
43	20	0,16	0,9	14,7			
48	25	0,10	0,4	9,6			
53	30	0,05	0,1	3,5			
63	40	0,010	0,05	0,1			
88	65	0,012	0,02	–			

Величина коэффициента фильтрации зависит главным образом от количества крупных пор, активной пористости, которая связана с плотностью сложения торфа. В верхних слоях сфагнового очеса на верховых болотах он может достигать величины 1 м/с и более. Поэтому выпадающие на болото осадки быстро просачиваются до верхней границы капиллярной каймы, вызывая капиллярный сброс – переход части капиллярной воды в нижней её зоне в грунтовые воды. Подъём уровня грунтовой воды начинается сразу же после дождя.

Согласно В.В. Романову, коэффициент фильтрации равен



$$k = K_o \frac{\rho}{\mu}, \quad (25)$$

где  $\rho$  – плотность жидкости (воды),  $K_o$  – проницаемость порового пространства при неизменности пор,  $\mu$  – коэффициент динамической вязкости жидкости.

**Коэффициент кинематической вязкости** ( $\nu$ ) – есть отношение динамической вязкости и плотности воды

$$\nu = \frac{\mu}{\rho}, \text{ см}^2/\text{с}, \quad (26)$$

где  $\mu$  – коэффициент динамической вязкости жидкости, он выражает силу трения, приходящуюся на единицу поверхности соприкосновения двух слоев воды, скользящим один по другому;  $\rho$  – плотность воды,  $\rho = 102 \text{ кгс}^2/\text{м}^2$  при температуре  $4^\circ\text{C}$ . Плотность воды мало зависит от температуры (несколько понижается с увеличением температуры), поэтому при расчетах её изменением обычно пренебрегают. Значения  $\nu$  в зависимости от температуры  $t$ :

$t, ^\circ\text{C}$	$\nu, \text{Ст}$
4	0,0158
10	0,0131
20	0,0101

Коэффициент фильтрации очеса быстро уменьшается с глубиной вследствие уменьшения радиуса наиболее крупных пор, и на нижней границе деятельного слоя он в тысячи раз меньше, чем в верхних слоях.

Поскольку на отрицательных, особенно сильно обводненных элементах микрорельефа, например в сфагново-пушицевых и сфагново-шейхцериевых мочажинах, плотность очеса закономерно изменяется во времени (наблюдается осадка при понижении уровня грунтовой воды летом), величина коэффициента фильтрации также меняется во времени. Наибольшие значения коэффициента фильтрации наблюдаются при максимальном увлажнении и наименьшие – в засушливые периоды. Уменьшение влажности деятельного слоя на 5% может вызвать уменьшение коэффициента фильтрации в 2–8 раз, если только это уменьшение будет идти за счет наиболее крупных пор.

Коэффициенты фильтрации верховых торфов за пределами деятельного слоя крайне малы и для сильноразложившихся торфов доходят до величины порядка  $10^{-5}$ – $10^{-6}$  см/с.

Для болотных микроландшафтов К.Е. Ивановым получена довольно простая эмпирическая зависимость

$$k_z = \frac{A}{(z+1)^m}, \quad (27)$$

где  $k_z$  – коэффициент фильтрации в слое  $z$  от поверхности мохового покрова;  $A$  и  $m$  – коэффициенты, зависящие от типа болотного микроландшафта.

Для слоя 3–8 см зон фильтрационного стекания значения  $A$  колеблются от 350 (осоковые микроландшафты до 2290–3670 (сфагновики),  $m$  соответственно от 3,4 до 2,4–3,0; для зоны полуповерхностного стекания  $A = 150–3670$ ,  $m = 0,4–2,7$ . При таком варьировании значений постоянных коэффициентов фильтрационные свойства формулой можно оценить лишь приближенно.

Из-за низких значений коэффициента фильтрации основная масса торфяной залежи выпуклых массивов практически не принимает участия в водообмене с окружающей средой.

По данным А.Ф. Печкурова, коэффициент фильтрации низинных болот уменьшается с глубиной. Так, например, для осоково-гипнового торфа со степенью разложения 45–55% коэффициент фильтрации в слое до глубины 50 см равняется 0,0031 см/с, от 50 до 100 см – 0,0004 см/с, от 100 до 150 см – 0,00006 см/с. Для осокового торфа соответствующие величины будут 0,0012, 0,00070 и 0,00053 см/с.

По К.Е. Иванову, средние значения коэффициента фильтрации низинных торфов следующие:

- слаборазложившийся низинный торф  $k_{\text{ср}} \cong 5 \cdot 10^{-3}$  см/с, с пределами  $2 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-2}$  см/с.
- среднеразложившийся низинный торф  $k_{\text{ср}} \cong 8 \cdot 10^{-4}$  см/с, с пределами  $2 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-3}$  см/с.

Для сильноразложившегося низинного торфа коэффициент фильтрации значительно ниже.

(В книге наряду с рекомендуемыми размерностями величин (например, см/с) используются нерекондуемые (м/сут), связано это с тем, что в практической гидрологии они более распространены и более доступны, как например, кубические футы (вместо м<sup>3</sup>) или дюймы/с в американской литературе. (Напомним также, что недавняя попытка применения в быту паскалей вместо миллиметров ртутного столба для измерения давления провалилась).

Коэффициент фильтрации торфа зависит от степени дисперсности твёрдой фазы и влагонасыщенности слоев торфа. С ростом мелких

фракций, с увеличением степени разложения и одновременным увеличением поверхности раздела воды и твёрдой фазы, коэффициент фильтрации уменьшается, в широких пределах: от  $0,0\Pi$  до  $0,00000\Pi$ , см/с, где  $\Pi$  – любое простое число от 1 до 9. Влияние ботанического состава торфа и его зольности на  $k$  невелико.

Осредненные значения коэффициента фильтрации неосушаемых торфов характеризуются следующими цифрами (табл. 6).

Таблица 6

**Коэффициент фильтрации верхних слоев торфа, см/с**

Тип торфа и степень его разложения	Среднее значение	Пределы изменения
Верховой очень слабо разложившийся (< 10%)	0,015	0,01–0,025
слаборазложившийся (10–12%)	0,004	0,002–0,007
среднеразложившийся (35–45%)	0,0005	0,00025–0,001
сильноразложившийся (55–65%)	0,00005	0,00008–0,000002
Низинный гипново-осоковый, осоковый, осоково-сфагновый слаборазложившийся (25–30%)	0,005	0,002–0,01
среднеразложившийся (40–55%)	0,0008	0,0002–0,002

Коэффициент фильтрации торфа изменяется при изменении внешнего давления на твёрдую фазу торфа и количеством заключенной в частицах торфа неподвижной влаги, что происходит при осушении болот.

Коэффициент фильтрации зависит от степени разложения торфа, уменьшаясь с повышения степени разложения. Существенное изменение коэффициента фильтрации в вертикальном направлении происходит только при смене вида торфа в залежи. На рис. 5 приведена эта зависимость, обобщенная К.Е. Ивановым.

Обобщенные данные о коэффициенте фильтрации целинных торфяных залежей в зависимости от степени разложения, по К.П. Лундину (1959 г.) приведены в таблице 7.

Таблица 7

**Значения коэффициента фильтрации (м/сут)  
для низинных и верховых торфяных залежей разной степени разложения**

Степень разложения, %	Низинная залежь	Верховая залежь
5	–	5,0
10	35	1,7
20	8	0,2
30	1,8	0,02
40	0,35	0,002
50	0,09	0,0002

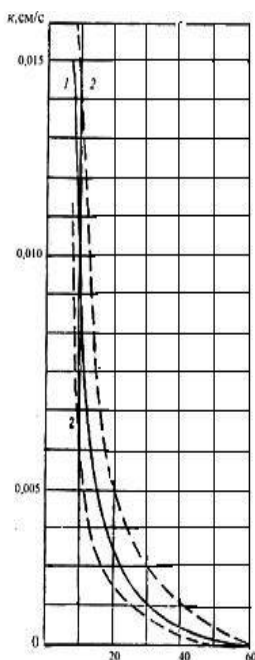


Рис. 5. Зависимость коэффициентов фильтрации торфа в естественных залежах ненарушенной структуры от степени его разложения: 1 – кривая осредненных значений коэффициента фильтрации, 2 – линия предельных отклонений значений коэффициентов фильтрации при естественной вариации их значений

Торфяным грунтам свойственна анизотропия: коэффициенты фильтрации в вертикальном и горизонтальном направлениях различны. Коэффициент анизотропии

$$\sigma = \frac{k_x}{k_y}, \quad (28)$$

где  $k_x$  и  $k_y$  – коэффициенты фильтрации соответственно по горизонтали и вертикали.

У низинных торфов  $\sigma$  составляет 0,2–1, у верховых из-за неоднородности по степени разложения 30–35 и более. Максимальной анизотропией из низинных торфов отличается тростниковый торф, что связано с движением воды по остаткам стеблей, у остальных торфов  $k_x$  и  $k_y$  редко различаются более чем в 2–5 раз. После осушения степень анизотропии повышается.

По данным В.В. Шаблинского (1971), сфагновые и гипновые торфы легче пропускают воду в горизонтальном направлении, чем в вертикальном, торфы с большим содержанием остатков тростника и хвоща лучше фильтруют в вертикальном направлении.

Соотношение между коэффициентами фильтрации в горизонтальном  $k_x$  и вертикальном  $k_y$  направлениях, т.е.  $k_x/k_y$  для разных торфов:

Гипновый слаборазложившийся	1:10–1:100
Пушицево-сфагновый среднеразложившийся	1:10
Древесно-тростниковый	10:1
Тростниково-древесный	10:1–100:1
Осоково-древесный хорошо разложившийся	1:1

Движение воды на верховых болотах происходит, таким образом, преимущественно в горизонтальном направлении, на низинных болотах – в вертикальном и горизонтальном направлениях.

При фильтрационных расчетах переход к изотропной среде осуществляется путем определения  $k$  по формуле

$$k = \sqrt{k_x \cdot k_y} . \quad (29)$$

Согласно недавней публикации, расчетное значение  $k$  рекомендуется определять по формуле

$$k_p = 0.7 \sqrt{k_x^2 + k_y^2} . \quad (30)$$

Для многослойных грунтов средневзвешенное значение водопроницаемости в горизонтальном направлении определяют по формуле

$$k_x = \frac{k_1 m_1 + k_2 m_2 + \dots + k_n m_n}{m_1 + m_2 + m_3} , \quad (31)$$

где  $k_1, k_2 \dots k_n$  – коэффициенты фильтрации в горизонтальном направлении для слоев толщиной  $m_1, m_2 \dots m_n$ ;

в вертикальном направлении

$$k_y = \frac{m_1 + m_2 + \dots + m_n}{\frac{m_1}{k_1} + \frac{m_2}{k_2} + \dots + \frac{m_n}{k_n}} . \quad (32)$$

Хорошо разложившийся плотный торф оказывает большое сопротивление движению воды. В его процессе изменяется коэффициент фильтрации больше, чем у слабо разложившегося, волокнистого торфа (табл. 8).

Таблица 8

**Изменение коэффициента фильтрации разных торфов при движении воды**

Торф	Коэффициент фильтрации, см/с	
	в начале	в конце
Осоковый:		
мало разложившийся	0,005	0,0001
среднеразложившийся	0,0005	0,00001
сильно разложившийся	0,0002	0,000001
Сфагновый:		
мало разложившийся	0,02	0,00001
сильно разложившийся	0,0001	0,000001

В качестве примера по водно-физическим свойствам торфяной залежи приведем результаты исследований на низинном болоте Щеголево в Смоленской области, которое занимает озерную низину краевой зоны валдайского оледенения. Торфяная залежь мощностью до 2–4 м сложена в основном древесно-осоковым торфом. Степень разложения органического вещества торфа колеблется от 30–64%, а на глубине 1,5 м до 15–24%. Зольность торфа по профилю залежи уменьшается от 12–30% до 8–10%. Только в придонных слоях она составляет 25–50%.

Торфяная залежь подстилается озерными глинами и илистыми мелкозернистыми песками. Болото никогда не осушалось.

Коэффициент фильтрации по глубине однородной залежи изменяется. В пределах одного и того же горизонта коэффициенты фильтрации варьируют в широких пределах: разница между минимальными и максимальными значениями составляет 4,5–40 раз, что вполне объяснимо структурной неоднородностью торфа.

Неоднородность торфяных грунтов, определяющаяся различием по глубине вида торфа, степени его разложения, плотности и т.п., по-разному отражается на водопроницаемости. Распространены залежи, характеризующиеся уменьшением коэффициентов фильтрации с глубиной. Максимальные значения  $k$  – в верхнем слое торфа, где они иногда достигают 50 и более м/сут., минимальные – на контакте с подстилающей породой в заглинизированном пограничном горизонте или в отдельных, сильно разложившихся прослоях торфа.

На рис. 6. приведены типичные кривые водопроницаемости, полученные с помощью пьезометров и откачки из скважин.

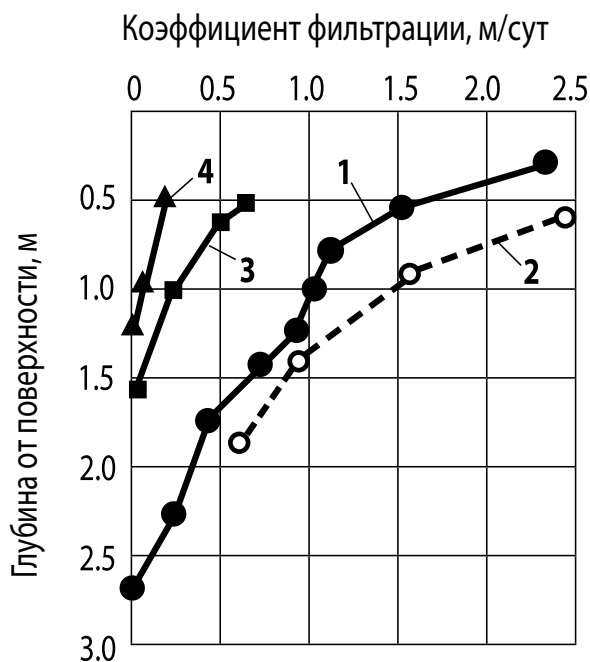


Рис. 6. Изменение коэффициента фильтрации торфов низинных болот по глубине залежи. Болота: 1 – Олех; 2 – Кальское (оба в Мещере); 3 – Зубриха; 4 – Ценциха (оба в долине р. Яхромы)

По макроструктуре, характеризующей водопроницаемость, торфяные залежи Н.В. Чураевым (1961) разделены на 4 типа: 1) однородные; 2) с аномальными фильтрационными горизонтами (отдельные

прослой повышенной водопроницаемости, так называемые водные жилы); 3) с относительно водоупорными прослоями; 4) со слоями различной проницаемости. На низинных болотах распространены преимущественно 1 и 4 типы.

Из низинных неосушенных торфов наиболее проницаемы тростниковые (до 50 м/сут), древесные и древесно-травяные (до 2–10 м/сут), наименее – гипновые (до 0,8–5 м/сут).

Изменение коэффициента фильтрации по глубине залежи можно вычислить, зная его на глубине 0,5 м, по уравнению

$$k = k_{0,5} e^{-1,3(z-0,5)}, \quad (33)$$

где  $k$  – коэффициент фильтрации на глубине  $z$  в м,  $e$  – число Непера.

За исходную глубину была принята  $z = 0,5$  м, так как при  $z < 0,5$  трудно определить  $k$  в полевых условиях из-за рыхлости и неустойчивости торфа.

На осоково-гипновом болоте в пойме р. Яхромы на одной и той же глубине в пределах одного микроландшафта на площади 10 га коэффициенты фильтрации различались в 22 раза, на болоте в пойме р. Белой (правого притока р. Пры в Мещере) – в 70 раз, при этом предельные значения отличались от средних в 5–15 раз.

На низинном болоте в пойме реки Яхромы (Московская область) были выполнены массовые определения коэффициента фильтрации на четырех площадках по створу поперек центрального тальвега на расстояниях 50, 250, 450 и 650 м от границы нулевой залежи. Средние значения коэффициентов фильтрации получены соответственно 0,80; 1,32; 2,08 и 2,33 м/сут. Детерминированная неоднородность вызвана уменьшением зольности торфа с удалением от склона.

Статистический анализ показал, что распределение коэффициентов фильтрации не подчиняется закону нормального распределения Гаусса, гистограммы распределения имеют резко выраженную левую асимметрию: количество малых значений превалирует над большими. Ближе всего экспериментальные данные аппроксимируются кривой логнормального распределения (рис. 7, 8).

Поэтому оценку водопроницаемости как случайной величины нельзя ограничивать только средним значением коэффициента фильтрации, которое не будет наиболее вероятным. Устанавливают доверительные пределы  $k$ , исходя из логнормального закона распределения. Поэтому количество определений  $k$  для одной литологической разности или типа залежи должно быть не менее 30–50 для получения материалов с доверительной вероятностью 90–95%.

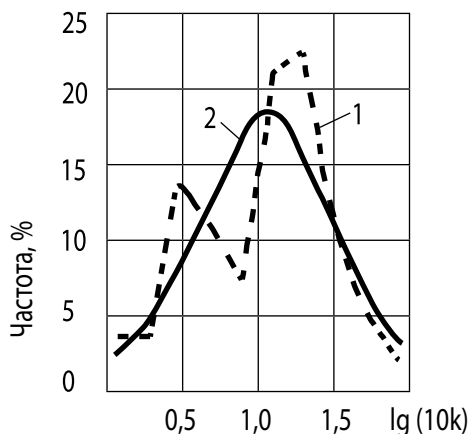


Рис. 7. Гистограмма распределения логарифмов коэффициентов фильтрации по результатам 100 измерений на низинном болоте в Мещёре:  
1 – фактическая кривая;  
2 – теоретическая кривая распределения

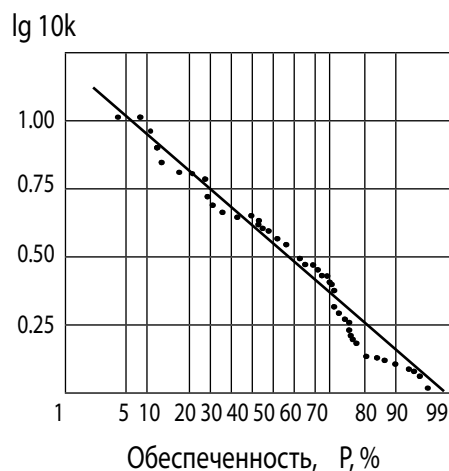


Рис. 8. Кривая обеспеченности  $lg10k$

Поэтому оценку водопроницаемости как случайной величины нельзя ограничивать только средним значением коэффициента фильтрации, которое не будет наиболее вероятным. Устанавливают доверительные пределы  $k$ , исходя из логнормального закона распределения. Поэтому количество определений  $k$  для одной литологической разновидности или типа залежи должно быть не менее 30–50 для получения материалов с доверительной вероятностью 90–95%.

После осушения низинных болот коэффициент фильтрации, как правило, судя по литературе, уменьшается. Но есть и другие данные.

На болотном стационаре Щеголево в Смоленской области с низинным торфом, были проведены через 22 года после осушения болота повторные измерения коэффициента фильтрации в слое 0,3–0,9 м, которые свидетельствуют о повышении его во времени.

Водопроницаемость древесного и древесно-осокового торфа за это время повысилась в среднем в 1,3–5,9 раза. Причем коэффициент фильтрации увеличился как в слое 35–80 см (об этом сообщал ранее Л.В. Гетов), так и в более глубоких слоях 80–120 см. Водопроницаемость древесно-тростникового торфа с высокими исходными показателями  $16,2 \text{ м}^3/\text{сут}$  незначительно уменьшилась – на 10%.

На болоте Кальское в Мещере с древесно-осоковым торфом коэффициент фильтрации также увеличился во времени за 41 год в 1,25–1,58 раза.



При использовании торфяной почвы после осушения болот вариabильность коэффициентов фильтрации возрастает: если в первые 10–20 лет после осушения минимальные значения  $k$  отличались от максимальных в 9,6–23,1 раза, то через 40 лет – в 17,3–57 раз. Следовательно, в осушенной толще торфа параллельно идут процессы, направленные и на уменьшение водопроницаемости, и на ее увеличение.

При изучении грунтовых потоков помимо коэффициентов фильтрации  $k$  и водоотдачи  $\mu$  используют производные из них коэффициенты уровнепроводности  $a$  и водопроводимости  $T$ . Коэффициент уровнепроводности (для напорных вод – пьезопроводности) равен

$$a = \frac{km}{\mu}; \quad (34)$$

числитель в этой формуле – коэффициент водопроводимости

$$T = km, \quad (35)$$

где  $m$  – мощность водоносного пласта.

Коэффициент уровнепроводности характеризует скорость перераспределения напоров воды в пласте при неустановившейся фильтрации, коэффициент водопроводимости – способность водоносного пласта мощностью (толщиной)  $m$  и шириной 1 м пропускать воду в единицу времени при напорном градиенте равном единице, его размерность  $\text{м}^2/\text{сут}$ . По величине  $T$  сразу можно судить о целесообразности водозабора из данного водоносного горизонта (при  $T < 100 \text{ м}^2/\text{сут}$  нецелесообразно, так как дебиты скважин будут незначительные) и применения вертикального дренажа. Перечисленные коэффициенты  $k$ ,  $\mu$ ,  $a$ ,  $T$  называют гидрогеологическими параметрами.

### 2.3. Связанная вода в торфе

Большая часть воды, находящейся в торфяной залежи, находится в связанном состоянии, она входит в состав твёрдого вещества, удерживается в составе твёрдой фазы, не подчиняется законам гравитации и не вытекает из торфа.

Связанная с торфяной массой вода подразделяется на:

- а) капиллярную – в узких канальцах, образованных частицами торфа; она передвигается силами поверхностного натяжения; эта вода удаляется из торфяной массы путем суммарного испарения;
- б) коллоидальную, которая состоит из смеси воды и мельчайших частиц торфа; удаляется из торфа путем высушивания;

- в) *осмотическую*, содержится внутри неразрушившихся растительных клеток, может быть удалена только после разрушения оболочек этих клеток путем химического воздействия, и
- г) *гидратную*, входящую в вещество торфа в качестве химической составной части.

Применительно к торфу выделяют для оценки связанной воды молекулярную, осмотическую и капиллярную влагоёмкости.

**Молекулярная влагоёмкость** характеризуется количеством воды, которое может удерживаться торфом в состоянии пленочной влаги, когда поры и пустоты в торфе не заполнены водой, эта вода находится под действием сил поверхностного натяжения.

**Осмотическая влагоёмкость** – максимальное количество воды, которое удерживается в торфе клетками растений – торфообразователей. Эта вода содержится в живых и мёртвых клетках не разложившихся остатков растений. Осмотическая влагоёмкость для верхнего (2–20 см) слоя торфа на грядово-мочажинном микрорельефе составляет 12–48% от объёма.

Молекулярная и осмотическая влагоёмкости зависят от степени дисперсности торфа и его ботанического состава зольности и степени разложения.

В.В. Романов отмечает, что высокая гигроскопичность деятельного слоя торфа объясняется главным образом гигроскопичностью вещества в клетках растений. Влагоёмкость этого слоя он разделяет на внутриклеточную, которая зависит от состава растительности, ее уплотнения и степени разложения, и капиллярную (зависит от размера пор между стеблями живых и отмерших растений). Распределение капиллярной влаги над уровнем грунтовых вод описывается гиперболической функцией. При залегании грунтовой воды на глубине, равной высоте капиллярного поднятия или несколько превышающей ее, существенная доля бокового стока приходится на сток воды в пределах капиллярной каймы.

Неподвижную воду в торфе составляет так называемая **иммобилизованная** вода, к которой относится внутриклеточная вода, заполняющая клеточные полости неполностью разложившихся растений, и вода, заключенная в замкнутых и тупиковых порах и в очень тонких агрегатах твёрдого вещества.

Чем больше степень разложения и зольность, тем меньше его влагоёмкость.

### 2.3.1. Капиллярная влагоёмкость и водоотдача

Как водопроницаемость и коэффициент фильтрации наиболее полно характеризуют *зону насыщения* пор водою, так капиллярная влагоёмкость и водоотдача характеризуют *зону неполного насыщения*, или *зону аэрации*, расположенную между уровнем грунтовых вод и поверхностью земли. Вместе с колебанием уровня грунтовых вод изменяется мощность зоны аэрации. На болотах до осушения мощность её редко превышает 0,5–0,7 м, после осушения она достигает 1,5–2,0 м. В этой зоне распространена парообразная, гигроскопическая, пленочная, капиллярная, гравитационная и твёрдая вода (лёд).

Зона аэрации является связующим звеном грунтовых вод с поверхностными водами, в ней размещаются капиллярные воды, участвующие в фильтрационном потоке.

**Капиллярность** – способность жидкости подниматься или опускаться в трубах (порах) малого диаметра под действием сил поверхностного натяжения.

Как известно из физики, под вогнутом мениском, образующимся за счёт смачивания стенок капилляра, создается давление  $P$ , которое меньше давления над плоской поверхностью  $P_0$ , эта разность

$$P_0 - P = \frac{2\alpha}{R}, \quad (36)$$

где  $\alpha$  – поверхностное натяжение, дн/см,  $R$  – радиус кривой давления.

Разность давления (формула 36) называется **отрицательным давлением**, которое как бы вдальбливает воду в капилляр, заставляя её подниматься до тех пор, пока это давление не уравновесится весом столба воды в капилляре. Высота капиллярного поднятия зависит от поверхностного натяжения мениска и плотности жидкости, чем меньше радиус пор, тем больше высота капиллярного поднятия. Влага, поднимающаяся по почвенным капиллярам от поверхности грунтовых вод, используется растениями, являясь дополнительным источником их водного питания в засушливые периоды. Вместе с тем, при наличии минерализованных грунтовых вод, что нередко встречается в степных районах даже на болотах, поступающая в капилляры вода, испараясь с поверхности почвы и транспирируемая растениями, оставляет растворенные в ней соли, вызывая *засоление почвы*. В первом случае капиллярность – благо, во втором – наносит вред. В зоне избыточного увлажнения капиллярная влага нередко вызывает переувлажнение тяжёлых почв, вызывая необходимость применения

специальных мелиоративных и агротехнических приемов, направленных на нарушение капиллярной связи почвы с подстилающими грунтами.

Высота капиллярного поднятия  $H_k$  (см) для разных грунтов характеризуется следующими цифрами (см):

Среднезернистый песок	15–35
Мелкозернистый песок	35–100
Супесь	100–150
Суглинок легкий	150–200
Суглинок средний	200–300
Суглинок тяжёлый	300–400
Глина	400–500.

Высота капиллярного поднятия в торфе изменяется от 20 см в моховом очесе до 50 см в верховом торфе и до 0,8–2,5 м в низинном торфе.

По данным В.В. Романова, в сфагновом очесе подъем воды по капиллярам происходит с разной интенсивностью и только до высоты 20–26 см над уровнем грунтовых вод. Количество поднимаемой воды  $q_h$  на разную высоту  $h$  оценивается ориентировочно следующими величинами:

$h$ , см	$q_h$ , мм/сут
1	$(6,2-12,0) \cdot 10^6$
2	$(9,8-19,9) \cdot 10^5$
5	$(9,8-18,0) \cdot 10^4$
10	$(1,2-2,2) \cdot 10^4$
15	$5,2 \cdot 10^2 - 3,9 \cdot 10^3$
20	$0 - 4,3 \cdot 10^2$

Как видно из приведенных данных, характерной чертой сфагнового очеса является то, что почти до самой верхней границы капиллярной зоны капиллярные расходы весьма велики.

**Капиллярная влагоёмкость** характеризует наибольшее количество воды, которое может удерживаться в капиллярах почвы (торфа) при существующем давлении на его твёрдую фазу. Эта вода находится под действием капиллярных сил и её объём зависит от подъёмной силы поверхностного натяжения менисков. Объём воды поднимающейся по капиллярам между твёрдыми частицами, и высота подъёма капиллярной влаги зависят от размеров пор и формы твёрдых частиц. Различают крупные и мелкие поры.

Капиллярная влагоёмкость изменяется по глубине зоны неполного насыщения: на уровне грунтовых вод  $W_k = W_n$ , в границах зоны ка-

пиллярного поднятия  $W_{nn} < W_k < W_n$ , выше её  $W_k < W_{nn}$ . Для любого горизонта однородной почвы в пределах высоты капиллярного поднятия капиллярная влагоёмкость может быть вычислена по формуле С.Ф. Аверьянова:

$$W_k = W_n \sqrt{1 - \frac{h}{H_k} \left(1 - \frac{W_o^2}{W_n^2}\right)}, \quad (37)$$

где  $h$  – превышение слоя почвы над уровнем грунтовых вод;  $W_o$  – влажность, при которой начинается интенсивное движение влаги ( $W_o \cong W_{nn}$ ).

При одной и той же капиллярной влагоёмкости соответствующая ей влажность торфа над уровнем грунтовых вод максимальная, с подъёмом к поверхности она уменьшается, так как часть воды вытекает под действием силы тяжести из крупных пор. Капиллярная влагоёмкость является функцией глубины залегания уровней грунтовых (болотных) вод и изменяется при изменении размеров пор по высоте.

Капиллярная влагоёмкость, в соответствии с исследованиями В.В. Романова, по профилю торфа над уровнем грунтовых вод повторяет кривую распределения пор по их радиусам. В зависимости от размеров пор, капиллярная влагоёмкость сфагнового торфа в разных образцах варьировала над уровнем грунтовых вод в следующих пределах (в процентах):

0 (над зеркалом грунтовых вод)	- 27-64
20 см	- 5-20
30 см	- 0-5

С глубиной от верхних горизонтов к нижним, особенно при малой степени разложения торфа, увеличиваются капиллярная и осмотическая влагоёмкости.

Для низинного болота капиллярная влагоёмкость в сравнении с содержанием сухого вещества и внутриклеточной влагоёмкостью охарактеризована в таблице 9.

Таблица 9

#### Капиллярная влагоёмкость торфа, %

Степень разложения торфа, %	Содержание сухого вещества	Капиллярная влагоёмкость	Внутриклеточная влагоёмкость
Слабо разложившийся	8,7	16,5	68,7
-//-	11,4	31,4	62,0
-//-	8,0	19,5	71,8
Хорошо разложившийся	11,3	27,1	60,0
Очень хорошо разложившийся	7,0	18,7	69,8

Капиллярная влагоёмкость низинного торфа примерно в три раза меньше внутриклеточной влагоёмкости.

Капиллярная влагоёмкость сфагнового очеса с уровнем грунтовых вод связана следующей зависимостью:

$$W_k = \frac{a}{h_k^m}, \quad (38)$$

где  $h_k$  – высота над уровнем грунтовых вод,  $a$  – коэффициент, изменяющийся по интервалам высоты от 20 до 250,  $m = 0,5-2,6$  – параметр кривой распределения капиллярной влаги.

Зона капиллярной каймы характерна уменьшением содержания влаги с удалением от уровня грунтовых вод. Кривая зависимости влажности в зоне аэрации имеет характерный резкий перелом на высоте над уровнем грунтовых вод близкой к высоте капиллярного поднятия. В естественных условиях точка перегиба может быть понижена под влиянием интенсивного расходования влаги корневой системой растений, когда поступление влаги по капиллярам лимитирует расход её на суммарное испарение. Поэтому иногда наряду с полной высотой капиллярного поднятия используют понятие высоты интенсивного капиллярного поднятия.

Имеется понятие **равновесной кривой распределения влаги** по профилю грунта. Получают её сразу же после интенсивного дождя или путем насыщения монолитов, из которых обеспечивает стекание гравитационной влаги (см. рис. 44).

Исследования В.В. Романова капиллярных свойств деятельного слоя верховых болот позволили сделать следующие выводы:

- В деятельном слое верховых болот внешняя поверхность стеблей растений невелика, а соответственно и количество физически адсорбированной воды на этой поверхности также невелико.
- Влагоёмкость деятельного слоя разделяется на внутриклеточную и капиллярную. Величина внутриклеточной влагоёмкости зависит от состава растительности, её уплотнения и степени разложения. Величина капиллярной влагоёмкости зависит от размера пор между стеблями растений.
- По кривой распределения капиллярной влаги может быть вычислена кривая распределения пор по размерам.

Следует отметить, что скорость расходования влаги болотом на испарение с него часто лимитируется капиллярными свойствами деятельного слоя. От капиллярных свойств зависит также скорость промерзания и физические свойства промерзшего слоя болот.

Деление свойств грунта на фильтрационные и капиллярные весьма условно, так как они зависят от одних и тех же свойств грунта, а именно – от количества пор различного размера, и поэтому тесно связаны друг с другом. Величина коэффициента фильтрации зависит от площади живого сечения всех и в первую очередь наиболее крупных пор, максимальная же высота капиллярного поднятия – от радиуса наиболее мелких пор. Величины живого сечения крупных пор и радиусов наиболее мелких пор находятся в лучшем случае в не очень тесной коррелятивной связи.

Выводы В.В. Романова, проводящего многочисленные опыты, по влиянию капиллярной каймы, сводятся к следующим:

- Как бы ни было велико суммарное испарение, оно при постоянном уровне грунтовых вод не сможет понизить верхнюю границу капиллярной зоны более чем на несколько миллиметров, так как расход воды компенсирует капиллярным притоком.
- По той же причине даже интенсивное испарение не может вызвать заметное перераспределение влажности в капиллярной зоне, а следовательно, в этих условиях кривая распределения влаги над уровнем грунтовых вод будет мало отличаться от равновесной кривой распределения.
- Расход воды на испарение на верхней границе капиллярной зоны будет немедленно вызывать снижение уровня грунтовой воды.
- Если корни болотных растений достигают хотя бы верхней границы капиллярной зоны, растения будут полностью обеспечены влагой. Однако даже небольшое понижение уровня грунтовой воды, а соответственно и верхней границы капиллярной каймы ниже зоны обитания корней, вызовет сразу резкое ухудшение водообеспечения растений из-за отсутствия доступной для них влаги. Из этого следует, что болотные растения, корни которых распространяются лишь в поверхностных слоях очеса (вереск, кассандра, подбел и др.), ежегодно будут попадать в условия отсутствия капиллярной влаги, т.е. в условия засухи. Очевидно именно этим и объясняется ксерофитный характер ряда болотных кустарничков.

При решении практических задач гидрологии болот не возникает необходимость раздельного учёта названных влагоёмкостей (молекулярной, осмотической и капиллярной) так как имеется интегральный показатель – водоотдача торфа.

**Водоотдача.** Под водоотдачей торфа понимают его способность отдавать гравитационную и капиллярную воду при понижении уровня грунтовых вод. Поэтому важно знать, до какого предела влажности будет происходить сброс воды при дренировании почвы. Наиболее распространены для определения водоотдачи (общие формулы 22 и 23). Уравнение 22 наиболее распространено в литературе по почвоведению, получаемая по нему водоотдача реальна только для условий глубокого понижения уровней грунтовых вод.

Формула 23 действительна для условий, когда глубина залегания грунтовых вод  $Z < H_k$ , что характерно для болот и большинства осушаемых территорий (здесь  $H_k$  – высота капиллярного поднятия). Рассчитанное по этому уравнению значение  $\mu$  меньше, чем по формуле 22.

При подъёме грунтовых вод вместо понятия водоотдача используется недостаток насыщения грунта, который несколько ниже  $\mu$ . Он равен разности между полной влагоёмкости и естественной влажностью грунта перед началом инфильтрации. Выражается также в долях от единицы объёма.

Значения коэффициента водоотдачи для одних и тех же микроландшафтов, расположенных в разных регионах, практически совпадают. На рис. 9 приведены осредненные кривые послойных коэффициентов водоотдачи в зависимости от глубины грунтовых вод  $z$  для основных типов микроландшафтов.

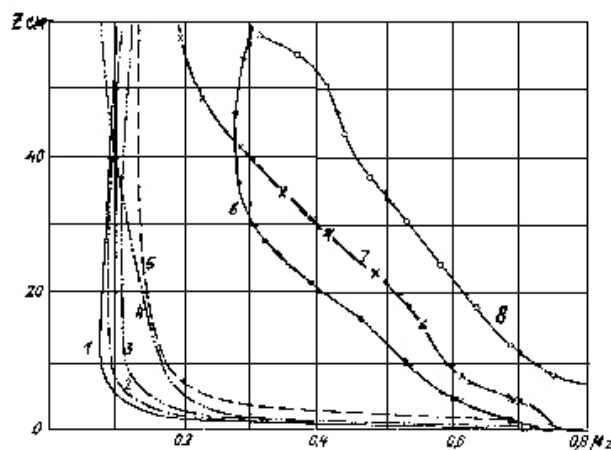


Рис. 9. Изменение послойных коэффициентов водоотдачи  $\mu_z$  по глубине залегания уровней грунтовых вод  $z$  для эвтрофных (травяных и травяно-моховых) и олиготрофных микроландшафтов (по К.Е. Иванову): 1 – вейниково-осоково-тростниковый; 2 – осоково-тростниковый; 3 – тростниковый; 4 – осоково-гипновой; 5 – гипново-осоковый; 6 – гряды сфагново-кустарничково-пушицевые со сосной в грядово-мочажинных ландшафтах; 7 – сфагново-кустарничковый; 8 – сосново-сфагново-кустарничковый



Для эвтрофных (травяных и моховых болот (кривые 1–5)) максимальные значения водоотдачи соответствуют глубине грунтовых вод  $z = 0–5$  см. При дальнейшем понижении уровней они меняются мало и остаются преимущественно в пределах 0,08–0,15. На олиготрофных болотах (кривые 6–8 на рис. 9) зависимость водоотдачи от  $z$  более сложная, но максимальные значения наблюдаются при  $z = 0$ .

Суммарный коэффициент водоотдачи на осушаемых низинных болотах тесно связан с коэффициентом фильтрации следующим соотношением:

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

Суммарная водоотдача после осушения уменьшается вследствие уплотнения и уменьшения размеров пор в торфе при понижении уровня грунтовых вод, ликвидации макропор и уменьшения пористости торфа. По многолетним наблюдениям, на осушаемых низинных болотах снижается в верхнем 30-см слое на 0,015–0,025% в год.

Величина  $\mu \neq \text{const}$  и зависит не только от вида и свойств грунта, но и от глубины понижения уровней грунтовых вод: с увеличением мощности осушаемого слоя она увеличивается, при малых значениях мощности она близка к нулю.

Значение **текущей (удельной) водоотдачи** грунта может быть вычислено по отдельным горизонтам над уровнем грунтовых вод как разность между  $W_n$  и  $W_k$ . Суммарная водоотдача может быть определена по формуле С.Ф. Аверьянова:

$$\mu = W_{\Pi} \left\{ 1 - \frac{2}{3} \left[ \frac{1}{\beta} (1 - \sqrt{1 - \beta}) + \sqrt{1 - \beta} \right] \right\}, \quad (39)$$

где

$$\beta = \frac{h}{H_k} \left[ 1 - \left( \frac{\omega_o}{W_i} \right)^2 \right]; \quad (40)$$

$\omega_o$  – влажность на высоте  $h$  над уровнем грунтовых вод при полном капиллярном насыщении почвы (при  $h = H_k$   $\omega_o = W_{\Pi}$ ). Формула получена исходя из распределения влажности при капиллярном насыщении по параболической зависимости.

Для торфяных грунтов в практике получила широкое распространение формула А.И. Ивицкого для определения водоотдачи

$$\mu = 0,115k^{3/8} \cdot H^{3/4}, \quad (41)$$

где  $k$  – коэффициент фильтрации торфяного слоя, м/сут;  $H$  – толщина слоя (м), из которого происходит стекание воды (водоотдача).

Применяется также формула К.Я. Кожанова

$$\mu = 2300k^{0,45} \cdot H^3, \quad (42)$$

где  $k$  в м/сут,  $H$  – мощность слоя, м.

На рис. 10 сопоставлена фактическая величина суммарной водоотдачи торфа на болоте Кальское, определенная путем насыщения монолитов с последующим обеспечением стока воды при поддержании уровня грунтовых вод у основания монолитов. Водоотдача близка к значениям, рассчитанным по формуле А.И. Ивицкого.

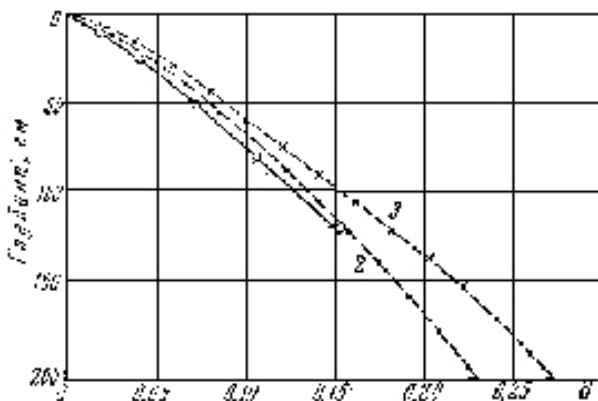


Рис. 10. Зависимость суммарного коэффициента водоотдачи  $\mu$  от глубины опускания грунтовых вод: 1 – фактическая, 2 – по формуле Ивицкого, 3 – по формуле Кожанова

Для определения водоотдачи всего деятельного слоя от уровня грунтовой воды до высоты  $h$  над ним В.В. Романовым предложена следующая формула:

$$\mu = W_{к.п.} h + \frac{a}{h_{\min}^m} (h - h_{\min}) - \frac{a}{1-m} (h^{1-m} - h_{\min}^{1-m}), \quad (43)$$

где  $W_{к.п.}$  – содержание влаги в крупных полостях,  $h$  – величина понижения уровня грунтовой воды до уровня, при котором сбрасывается все воды из некапиллярных пор,  $a$  и  $m$  – параметры кривой капиллярной влаги. Формула применима только в торфах с однородными свойствами. Как видно из формулы, водоотдача каждого слоя и суммарная водоотдача тем больше, чем больше величины  $W_{к.п.}$ ,  $a$ ,  $h$ ,  $m$ .

Один из важнейших показателей капиллярной воды в торфе – влагопроводность – рассмотрен в следующей главе.

### **Контрольные вопросы**

1. Основные параметры водно-физических свойств торфа.
2. Различие в понятиях свободная и связанная вода в торфе.
3. Что такое капиллярная кайма и её связь с гравитационной влагой?
4. Назовите основные влагоёмкости торфа и их примерные значения.
5. Физический смысл коэффициента фильтрации, примерные его значения по глубине торфяной залежи.
6. Связь водопроницаемости со степенью разложения торфа.
7. Как определяют расчетное значение водопроницаемости для многослойной толщи пород?
8. Основные гидрогеологические параметры, используемые при расчетах водообмена.
9. Зона аэрации и её участие в формировании потока влаги.
10. Капиллярная влагоёмкость и расчетные методы её определения.
11. Роль капиллярной влаги в жизнеобеспечении болотных растений.
12. Понятия о деятельном (активном) и инертном слоях торфяной залежи.
13. Что такое водоотдача? Примерные её значения и методы определения.

## ГЛАВА 3. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БОЛОТНЫХ МИКРОЛАНДАШФТОВ

### 3.1. Основные гидрологические характеристики

Гидрологические характеристики позволяют раскрывать сущность гидрологического режима болот. Специфика гидрологических процессов на болотах определяется положением болот в ландшафте, типом болот и строением торфяной залежи. Гидрологическая роль болот оценивается комплексом процессов и явлений, проявляющихся в их взаимодействии с окружающей природной средой. Это взаимодействие по мере роста и развития болот изменяется в зависимости от рельефа местности. Водораздельные болота задерживают осадки, расходуя их на испарение и дальнейшее нарастание торфяной массы, лишь ограниченно отдавая воду рекам; низинные болота, располагаемые в речных долинах и котловинах, пропускают через себя транзитный поверхностный и грунтовой сток. Болота, разрастаясь, выравнивают рельеф местности. Влияние болот на гидрологию местности меняется по природным зонам.

**Гидрологический режим** – совокупность закономерно повторяющихся изменений состояния водного объекта, присущих ему и отличающих его от других водных объектов. Гидрологический режим болот проявляется в виде многолетних, сезонных и суточных колебаний уровней, расходов и температуры воды, промерзания и ледовых явлений, стока воды и наносов, гидрохимического состава растворенных веществ, русловых деформаций болотных рек и озер. Естественный гидрологический режим болот изменяется под воздействием водохозяйственной деятельности человека при осушении и освоении болот, гидротермического строительства и пр.

Гидрологический режим зависит от климатических факторов (осадки, испарение и др.) и физико-географических условий самого объекта и прилегающей к нему территории водосборного бассейна. Для количественной оценки элементов гидрологического режима используют **гидрологические характеристики**, которые определяют на основе анализа материалов наблюдений за режимом уровней рек, озер, болот, водохранилищ за многолетний период. Основные характеристики водного режима связаны с осадками и стоком рек, который характеризует степень обводнённости территории, запасы водных ресурсов, глубины воды на судоходных водотоках и водоёмах, качество воды.

Гидрологический режим болот зависит от четырех основных факторов:

- геоморфологических условий, определяющих его водно-минеральное питание;
- геолого-гидрогеологических условий, от которых зависит взаимосвязь болотных вод с подземными водами, залегающими ниже дна болота и на его периферии;
- рельефа болота, влияющего на сток болотных вод и степень их проточности;
- растительности болота, от которой зависят условия стока и испарения воды.

В геоморфологическом отношении болота подразделяют на **водораздельные** (расположены в понижениях на водораздельных равнинах); **склоновые** (расположены на склонах плоских равнин); **котловинные** (расположены на водоразделах в глубоких бессточных или слабопроточных депрессиях рельефа); **пойменные**, подвергающиеся периодическим затоплениям речными водами в периоды половодья и паводков.

Пойменные болота подразделяют на болота центральной поймы, притеррасные (залегают в понижениях у склонов террас, не всегда затпливаются полыми водами, получают водно-минеральное питание со склонов) и болотные массивы староречий, представляющие собой постепенно заболачивающиеся водоёмы.

Геоморфологические условия определяют основной тип водного и минерального питания болот. Для водораздельных болот единственным источником водного питания являются атмосферные осадки, выпадающие на поверхность болота. На склоновых болотах плакорного залегания помимо атмосферных осадков в водно-минеральном питании принимают участие поверхностные воды, стекающие с прилегающих к болоту склонов, и подземные воды, протекающие транзитом под болотом от мест их формирования (обычно водоразделы) к местам разгрузки (реки, озера, болота).

При котловинном залегании болот помимо атмосферных осадков в их водно-минеральном питании участвует поверхностный сток со склонов, а в глубоких котловинах – подземные воды. Последние выклиниваются на окраине болотного массива (нередко в виде родников), рождая болотные ручьи и топи, простирающиеся вдоль границы болота.

Сходные микроландшафты характеризуются однородной растительностью и одинаковой глубиной грунтовых вод, в результате

обеспечиваются близкие условия обмена влагой и энергией с атмосферой и прилегающей территорией в условиях нерасчлененного рельефа. При расчлененном рельефе микроландшафт занят комплексной растительной ассоциацией.

В соответствии с В.В. Романовым, *рельеф болота* может быть:

1. Нерасчлененный, когда разница в высотах повышений над понижениями не превышает 5 см;
2. Кочковатый, с кочками разных форм;
3. Западинный, когда понижениями занято не более 10–15% площади;
4. Грядово-мочажинный.

Эти, казалось бы ничтожные различия в микрорельефе, имеют существенное значение при теплообмене с суходолами и испарении воды, так как общая площадь поверхности благодаря кочкам и другим неровностям рельефа в 1,5–4 раза превышает площадь ровной поверхности.

### Геолого-гидрогеологические условия

Возможная роль подземных вод в питании болот поясняется следующими схемами гидрогеологических разрезов болот (рис. 11): 1) связи между болотными и подземными водами нет; 2) болотные воды с грунтовыми составляют единый водоносный горизонт, что наблюдается, когда переувлажненные породы залегают на водопроницаемых; 3) грунтовые воды, вызывающие переувлажнение почв, связаны с напорными водами вследствие фильтрации через разделяющие их относительно водоупорные отложения; 4) связь грунтовых вод с напорными происходит через «окна» в водоупоре.

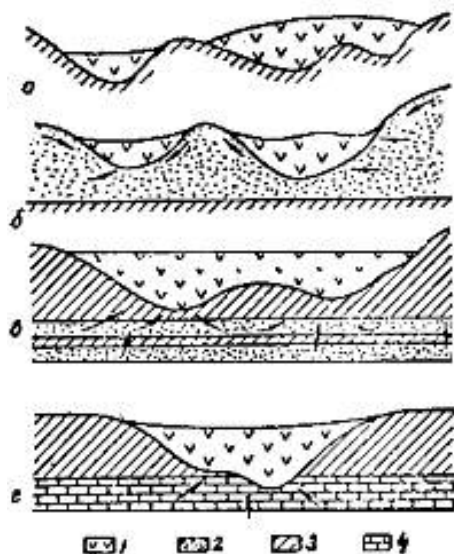


Рис. 11. Формы связи болотных вод с грунтовыми водами и грунтовых вод с напорными: а – связи между болотными и подземными водами нет; б – болотные воды с грунтовыми составляют единый водоносный горизонт; в – грунтовые воды, вызывающие переувлажнение почв, связаны с напорными; г – связь грунтовых вод с напорными происходит через «окна» в водоупоре; 1 – торф; 2 – песок; 3 – глина; 4 – известняк

На крупных болотных массивах котловинного залегания, в зависимости от геологических условий ложа болот, их центральная часть может не получать грунтовое питание и оставаться только под влиянием атмосферных осадков. Выпуклый профиль торфяника в этом случае способствует стеканию воды от центра болота к его периферии.

Растительность тесно связана с водным режимом болота. Не только вода, её избыток, но главным образом наличие в этой воде минеральных солей, представляющих источник питания растений, определяет специфику **болотных фитоценозов**, под которыми понимают сочетание растений (растительные ассоциации), характерных однородным флористическим составом, одинаковыми свойствами и структурой, а также однородным характером связи между произрастающими растениями и средой. Растительные ассоциации отражают условия водного и минерального питания растений, интенсивность водо- и кислородообмена в болотных водах, от которых зависит развитие корневых систем и жизнь растений.

В таблице 10 современная растительность болот сопоставлена с их водным питанием.

Таблица 10

**Связь болотной растительности с водным питанием (по Р.И. Аболину)**

Водное питание	Содержание зольных элементов, %	Наличие моха
Атмосферное	2–4	Густой ковёр сфагновых (красноватых) мхов
Грунтовое (воды мягкие)	4–10	Сфагновые мхи (беломошники)
Грунтовое (воды жесткие)	10–30	Гипновые мхи (буромошники травяные, кустарниковые, лесные)
Намывное	40–90	Топаи, сомкнутый моховой ковёр отсутствует

Болотная растительность является отражением, индикатором гидрологических свойств болотных массивов. Подразделяют болота в зависимости от фитоценозов на олиготрофные, мезотрофные и эвтрофные. **Олиготрофная болотная растительность**, не требовательная к условиям водно-минерального питания, произрастает на болотах атмосферного питания, поступление солей на которые происходит только с осадками и пылью. **Мезотрофная болотная растительность** включает растения, мало требовательные к минерализации вод, произрастает в условиях слабой проточности воды. **Эвтрофная растительность** присуща низинным болотам, получающим обильное водно-минеральное питание за счёт притока подземных вод, речных паводковых вод и поверхностного стока с распаханых склонов с плодородными

почвами. Эта растительность наиболее требовательная к условиям водно-минерального питания.

На болотную растительность оказывает влияние **степень увлажненности болот**, которая может быть охарактеризована глубиной стояния уровней воды от поверхности болот.

Огромным достижением науки стало введение понятия **микрорландшафт**. Под болотным микрорландшафтом (болотной фацией) понимают часть болотного массива, однородную по растительности, микрорельефу поверхности и физическим свойствам верхних горизонтов торфяной залежи, занятой какой-либо одной растительной ассоциацией. Только для микрорландшафта можно установить устойчивые гидрологические характеристики болот. В пределах болотного массива встречаются сочетания болотных микрорландшафтов, сложившихся в результате его развития. В таблице 11 (стр. 57) приведены, по К.Е. Иванову (1957), их классификация. Типы, условия формирования, размеры болотных микрорландшафтов рассматриваются в курсе болотоведения, здесь лишь отметим, что закономерности расположения микрорландшафтов и их количественные характеристики играют важную роль при изучении гидрологических режимов и водного питания болот.

### 3.2. Гидродинамические характеристики болот

Микрорландшафт является элементарной структурной географической характеристикой болот. Из микрорландшафтов как из кирпичиков строятся мезо- и макрорландшафты болот и болотных массивов. Выделение и использование микрорландшафтов возможно только при знании общих закономерностей развития болот и их гидродинамических характеристик. Под словом *гидродинамика* понимается наука о закономерностях движения и взаимодействия воды (жидкости) с обтекаемыми телами. В отличие от нее *гидростатика* изучает закономерности равновесия покоящейся воды, находящейся под действием силы тяжести.

Основным законом гидродинамики является уравнение баланса удельной энергии движущейся жидкости, выведенное Даниилом Бернулли в 1738 г. Уравнение утверждает постоянство полного гидродинамического напора в любом сечении струи жидкости (рис. 12).



Таблица 11

## Классификация болотных микроландшафтов

Тип водно-минеральной растительности	Лесные	Травяно-лесные	Древесно-моховые	Травяные	Мохово-травяные	Моховые	Комплексно-моховые
Тип водно-минеральной растительности Эвтрофный (низинный)	Ольшаники. Березняки. Ельники. Сосняки низинные. Ивняки.	Древесно-осоковые. Древесно-тростниковые.	Древесно-осоково-типно-вые. Древесно-осоково-сфагновые.	Хвощовые. Тростниковые. Рогозовые. Камышовые. Шейхцериевые. Тростниково-осоковые. Осоковые.	Осоково-гипновые низинные. Осоково-сфагновые низинные.	Гипновые низинные. Сфагновые низинные.	Низинные грядово-мочажинные комплексы.
Мезотрофный (переходный)	Древесные переходные.	Древесно-осоковые переходные.	Древесно-сфагновые переходные.	Шейхцериевые переходные. Осоковые переходные.	Сфагново-осоковые переходные.	Гипновые переходные. Сфагновые переходные.	Аапа-комплексы.
Олиготрофный (верховой)	Сосново-кустарничковые.	Сосново-пушицевые.	Сосново-сфагновые.	Пушицевые.	Сфагново-пушицевые.	Сфагнум-фусковые. Сфагново-кустарничковые, облесенные сосной	Грядово-мочажинные комплексы. Грядово-озерково-мочажинные комплексы. Грядово-озерковые комплексы. Озерково-мочажинные комплексы. Островково-мочажинные комплексы.

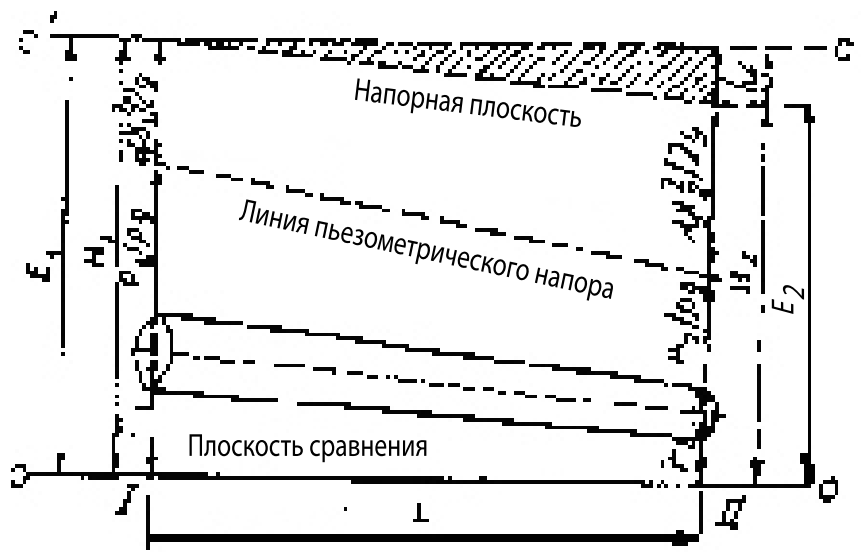


Рис. 12. Чертеж, поясняющий уравнение Бернулли

Для плавноизменяющегося потока реальной жидкости оно записывается следующим образом:

$$Z_1 + \frac{P_1}{\rho g} + \frac{\alpha V_1^2}{2g} = Z_2 + \frac{P_2}{\rho g} + \frac{\alpha V_2^2}{2g} + h_f \quad (44)$$

где  $V_1, V_2$  – средние скорости движения жидкости в сечениях 1–1 и 2–2 (рис. 12);  $Z_1, Z_2$  – высота положения точек любой струйки, выбранных в двух сечениях потока, отстоящих друг от друга на расстоянии  $L$ ;  $E_1, E_2$  – энергия потока соответственно в первом и втором сечении,  $P_1$  и  $P_2$  – давления в этих точках,  $V_1$  и  $V_2$  – средние скорости в рассматриваемых сечениях,  $P/\rho g$  – пьезометрический напор (высота давления).  $V^2/2g$  – скоростной напор;  $\alpha$  – коэффициент кинетической энергии или коэффициент Кориолиса, представляющий собой отношение действительной кинетической энергии жидкости, протекающей в единицу времени через живое сечение, к кинетической энергии, которой обладал бы поток при том же расходе, если бы скорости во всех точках живого сечения были бы одинаковые и равнялись средней скоростью,  $d = 1,05-1,10$ . Заштрихована зона потерь напора на трение.

**Основной гидродинамической характеристикой** болотных массивов, согласно К.Е. Иванову, является сетка линий стекания. Она определяет направление горизонтальных скоростей потока воды в деятельном и инертном горизонтах торфяной залежи. Направление фильтрации воды совпадает с направлением поверхностного стекания и определяется уклонами свободной поверхности болотных (грунтовых)

вод, которая периодически поднимается выше поверхности деятельного горизонта. Средняя поверхность растительного покрова на болоте практически совпадает с очертанием и уклонами поверхности грунтовых вод. При колебании уровней грунтовых вод их поверхность перемещается в вертикальном направлении синхронно с изменением формы рельефа болота, благодаря чему сетка линий стекания почти не меняется. Это позволяет решать гидродинамические задачи.

Гидродинамические характеристики включают:

- 1) уровни грунтовых (болотных) вод, амплитуды их колебания и изменения по площади болота;
- 2) водопроницаемость торфяной залежи и деятельного слоя по глубине и по территории болота;
- 3) водоотдачу деятельного слоя и всей торфяной залежи при изменении уровней грунтовых вод;
- 4) толщину деятельного горизонта и её изменение по площади болота;
- 5) проточность деятельного горизонта и торфяной залежи по глубине и по площади;
- 6) модуль проточности и его изменение по площади. Гидродинамические характеристики в пределах микроландшафта должны быть стабильными. Число болотных микроландшафтов определяет закономерности для болотного массива в целом.

В гидродинамике используются понятия линии тока и эквипотенциали (раздел 10.2).

**Линия тока** – линия, в каждой точке которой в данный момент времени вектор скорости направлен по касательной к траектории движения частиц воды. Линия тока – направление движения в данный момент времени различных лежащих на ней частиц.

**Линия равных напоров**, или эквипотенциаль – это линия, перпендикулярная к линиям тока. Проекция линий равных напоров на горизонтальную плоскость представляют собой карту уровенной поверхности. При безнапорном движении такая карта называется *картой изогипс*, при напорном – *картой изопьез*. Эти карты используются при гидрогеологических расчетах.

Поступление грунтовой воды в реку, канал или дренаж происходит по всему их смоченному периметру, включая дно, по линиям токов, которые нормальны к поверхности равного напора. На эквипотенциалах располагаются точки, в которых вода находится под одинаковым пьезометрическим напором.

Эквипотенциали представляют своеобразные концентрические окружности. Напор убывает по мере приближения к руслу (рис. 120). Движение грунтовой воды обусловлено падением напора, создаваемого водотоком, которое распространяется в нижележащие водоносные слои.

В состав гидродинамических характеристик входит *проточность*, под которой понимается расход воды или поток влаги, фильтрующийся в деятельном и инертном горизонтах через единицу поперечного сечения потока. Проточность определяется по формуле Дарси, используемой в гидрологии подземных вод

$$q = k \cdot \text{grad } \gamma h , \quad (45)$$

где  $k$  – коэффициент фильтрации,  $\gamma$  – плотность воды,  $h$  – слой движущейся воды;  $\gamma h$  – гидростатическое давление ниже уровня грунтовых вод. Эта формула записывается также в другом виде (см. формулу 24).

По данным К.Е. Иванова, грядово-мочажинные комплексы олиготрофных болот образуются, как правило, при уклонах 0,0009–0,004. Уклоны менее 0,0008 свойственны микроландшафтам низинных и переходных болот, уклоны более 0,004 – микроландшафтам с кочковатым и слабокочковатым микрорельефом (сфагновики кустарничково-сосновые, сосняки сфагновые и др.). Уклоны определяют в значительной мере формирование водного режима болот.

В зависимости от характера сил, действующих на воду и приводящих её в движение, выделяют безнапорное и напорное движение. **Безнапорное движение** наблюдается при наличии свободной поверхности потока, соприкасающегося с атмосферным давлением, оно происходит под влиянием силы тяжести.

**Напорное движение** наблюдается при ограничении потока со всех сторон водонепроницаемыми породами. Движение происходит всегда под давлением, уровень напорных вод всегда выше кровли водоносного пласта.

В настоящей книге рассматривается преимущественно безнапорное движение воды.

В зависимости от изменения скорости и давления в гидродинамике рассматриваются два основных вида движения: установившееся и неустановившееся.

### 3.3. Потенциал влаги. Влагопроводность

**Коэффициент влагопроводности** зависит от потенциала влаги и влажности почвы. **Потенциал** является мерой потенциальной энергии воды в почве относительно энергии воды в исходном состоянии. Энергия состояния воды определяется силами, возникающими на поверхности раздела твёрдой фазы с жидкостью и газом, наличием растворенных в воде веществ, взаимодействия их с молекулами воды, зависит от действия гравитации, температуры и атмосферного давления. Пути суммирования всех этих сил пока не найдены, поэтому введено понятие полного **потенциала почвенной влаги**.

*Терминологическим комитетом комиссии по физике почвы Международного общества почвоведов рекомендованы следующие определения потенциала почвенной воды: «Полный потенциал почвенной воды  $\Psi_t$  – полезная работа на единицу количества чистой воды, которую необходимо затратить путем приложенных извне сил для того, чтобы перенести изотермически и обратимо бесконечно малое количество воды из резервуара с чистой водой, расположенного на определенной высоте при стандартном атмосферном давлении, в почвенную воду в заданном месте» (А.Д. Воронин, 1986). Определение, прямо надо сказать, сложное и не вполне понятное.*

Полный потенциал складывается из трех потенциалов

$$\Psi_t = \Psi_v + \Psi_g + \Psi_{осм.}, \quad (46)$$

где  $\Psi_v$  – потенциал капиллярной влаги,  $\Psi_g$  – гравитационный потенциал,  $\Psi_{осм.}$  – осмотический потенциал. Сумма  $\Psi_v + \Psi_g$  характеризует поток влаги и называется гидравлическим потенциалом.

Потенциал почвенной влаги можно охарактеризовать как отрицательный потенциал давления почвенной воды по отношению к атмосферному давлению.

Чтобы избежать больших чисел, введен по аналогам с рН показатель  $pF$ , как логарифм потенциала, который выражен в см, т.е.

$$pF = \lg(-100\Psi_F) = 2 + \lg(-\Psi_F). \quad (47)$$

Потенциал влаги связан с влажностью зависимостью, имеющей на значительной части длины параболический характер, но не однозначной. Из-за гистерезиса кривые связи разные в зависимости от направления процесса – высыхания или увлажнения.

Кстати, давно применяются для измерения влажности почвы тензиометры, которые измеряют не влажность, а капиллярно-сорбционный

потенциал, от которого она зависит. На кривых  $\Psi = f(\omega)$  четко выделяются значения почвенных влагоёмкостей.

Основная составляющая его – капиллярный потенциал; для слабо минерализованных вод можно принять с некоторым допущением давлений  $\psi$ . Потенциал почвенной влаги определяет величину сосущей силы почвы. Оптимальный для растений потенциал влаги  $pF = 1,5-2,2$ . Потенциал, соответствующий устойчивому завяданию растений,  $pF = 4,2$ .

Растение использует только легкоподвижную (доступную) почвенную влагу, характеризующуюся  $pF = 1,5-2,2$  (меньшие значения соответствуют песчаным почвам и наиболее влаголюбивым растениям – травам и др., большие – мелкоземистым почвам – суглинкам, глинам и торфам). Установлено, что корни растений в состоянии преодолеть силы натяжения воды, если почвенные поры крупнее 0,0002 мм.

При отклонении  $pF$  от оптимальных значений урожайность культур снижается, что хорошо выражено на рисунке 13. При  $pF > 1,5-2,2$  необходимо дополнительное увлажнение почвы.

Более распространенным, но косвенным показателем водообеспеченности является влажность почвы. Для каждого типа почвы характерна определенная зависимость между влажностью почвы и капиллярным потенциалом (рис. 14).

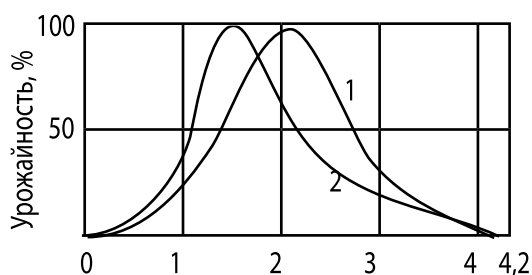


Рис. 13. Изменения урожайности в зависимости от потенциала почвенной влаги: 1 – суглинок; 2 – крупнозернистый песок

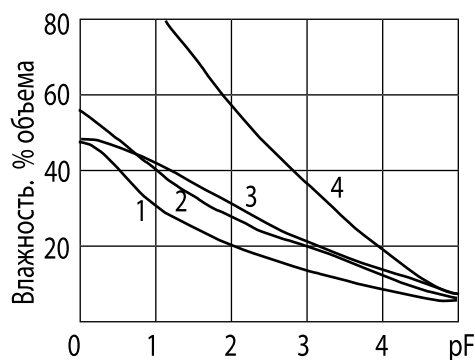


Рис. 14. Кривые связи влажности почвы с потенциалом влаги: 1 – песчаная почва; 2 и 3 – суглинистая почва; 4 – верховой торф

Между влагоёмкостями и капиллярным потенциалом существует следующая зависимость:

$pF$	0	2,54	0–2,54	4,2
Влагоёмкость	$W_n$	$W_{nn}$	$W_k$	$W_3$

где влагоёмкости:  $W_n$  – полная,  $W_{nn}$  – предельная полевая,  $W_k$  – капиллярная;  $W_3$  – влажность завядания.

Вода в корнях растения поступает за счет развиваемой им сосущей силы  $S$ , равной разности между осмотическим давлением клеточного сока и тургорным давлением. Растение может взять воду из почвы только при условии, что  $S > \Psi$ . Здесь  $\Psi$  – сила, с которой в почве удерживается почвенная влага.

При недостатке влаги в почве, когда транспирация превышает то количество воды, которое растение может взять из почвы, устьица на листьях закрываются, замедляется фотосинтез, уменьшается прирост растительной массы, растение начинает увядать. Растение приспособляется к недостаткам влаги, но это снижает его продуктивность. Возрастание осмотического давления на 1 ат снижает урожай на 5–50%.

Максимальное значение сосущей силы у культурных растений в основном не превышает 10–20 ат, а у некоторых ксерофитов достигает 100 ат. Нижний предел капиллярно-пленочного потенциала, при котором влага доступна растениям,  $pF = 4,2$  (около 16 ат). Увеличение сил всасывания до  $pF = 2,9$ – $3,4$  задерживает рост растений (А.А. Роде, 1965).

Граница влажности, при которой влага доступна для растений, на торфяных почвах в 1,5–2 раза выше, чем на песчаных почвах. На верховых торфяниках растения увядают уже при влажности 60–80% от объема, так как, несмотря на обилие воды, она им недоступна. Оптимальная влажность может быть обеспечена лишь при высоком стоянии уровней грунтовых вод, однако в этом случае растения страдают от недостатка кислорода в почве. В этом случае вместо разложения органического вещества происходит его брожение, возрастает кислотность почвы, замедляется микробиологическая активность, что ведет к снижению урожаев.

Необходимая для культурных растений интенсивность газообмена между почвой и атмосферой происходит при содержании воздуха в почве не менее 15–35% от полной влагоёмкости (меньшие значения – для трав, большие – для корнеплодов).

Растения страдают от недостатка кислорода в почве больше, чем от недостатка влаги. Поэтому при нарушении оптимального соотношения в почве воды и воздуха за счёт увеличения влажности урожай снижается.

Теория **капиллярного потенциала** как функции дефицита влажности почвы, была рождена в работах Э. Букингема, В.Р. Гарднера, Л.А. Ричардса, Э.С. Чайлдса и других преимущественно американских и английских исследователей. Применительно к торфу эта теория развита в трудах С.С. Корчунова (1963 г.).

Выше показано, что вода в торфе удерживается одновременно несколькими силами: адсорбционными, осмотическими и капиллярными, суммарное воздействие силовых полей не позволяет воде перемещаться, движение её возможно только при приложении силы, превышающей отрицательное давление.

Согласно А.В. Лыкову, плотность потока влаги в почве (грунте)  $i$  через единицу поверхности

$$i = -\lambda_v \Delta \Phi, \quad (48)$$

где  $\lambda_v$  – коэффициент влагопроводности,  $\Delta \Phi$  – градиент потенциала влаги, который характеризует напряженность поля сил, удерживающих влагу.

Эта формула через влажность преобразуется в следующую

$$i = -k \gamma_0 \Delta W, \quad (49)$$

где  $k$  – коэффициент потенциалопроводности,  $\gamma_0$  – плотность абсолютно сухой почвы,  $\Delta W$  – градиент влажности.

Коэффициент потенциалопроводности (диффузии влаги) определяет свойства почвы по передаче влаги, его размерность  $\text{см}^3/\text{ч}$ .

На торфяных почвах коэффициент влагопроводности изменяется от 0,02 до 0,25 в зависимости от потенциала влаги  $\Phi$ ; коэффициент потенциалопроводности – 2–5  $\text{см}^3/\text{ч}$ .

При расчетах используется для оценки диффузии также *термоградиентный коэффициент*, представляющий собой градиент влажности, приходящейся на один градус температуры при  $i = 0$ .

При движении всех видов влаги в неизотермических условиях поток влаги

$$i = -\lambda_v \Delta \Phi = -k \gamma_0 \Delta W - k \gamma_0 \delta \Delta t, \quad (50)$$

где  $\delta$  – термоградиентный коэффициент.

Капиллярный потенциал влажности  $k$  равен работе, которую нужно совершить, чтобы перевести единицу объема наиболее рыхло связанной (при данной влажности) воды в свободное состояние. Потенциал влажности – понятие более общее, чем капиллярный потенциал (работа, которую нужно совершить против капиллярных сил). При малых величинах  $\Phi$  потенциал влажности и капиллярный потенциал практически совпадают.



Обобщенный коэффициент влагопроводности равен количеству воды, протекающей через единицу площади эквипотенциальной поверхности при  $\text{grad } \Phi = 1$ .

Коэффициент влагопроводности – величина переменная, зависящая от влажности торфа и при полном заполнении всех пор водой, она равна коэффициенту фильтрации. Коэффициент влагопроводности пропорционален радиусу пор, предельное его значение зависит почти исключительно от радиуса наиболее крупных пор в торфе.

Коэффициент влагопроводности меняется в зависимости от степени увлажнения грунта, поскольку при малом увлажнении вода заполняет только самые мелкие поры, крупные поры заполняются лишь при высоком содержании воды.

На рисунках 15 и 16 приведены зависимости коэффициента влагопроводности мохового оочеса и низинного торфа от влажности (в объёмных процентах):

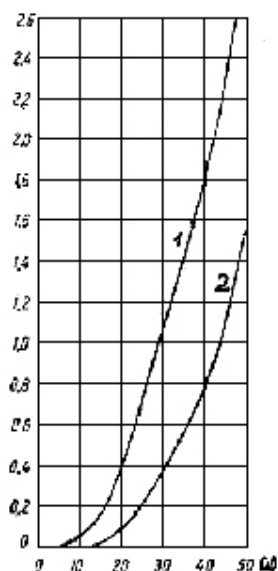


Рис. 15. Зависимость коэффициента влагопроводности  $\lambda_v$  от влажности: 1, 2 – разные образцы сфагнового оочеса

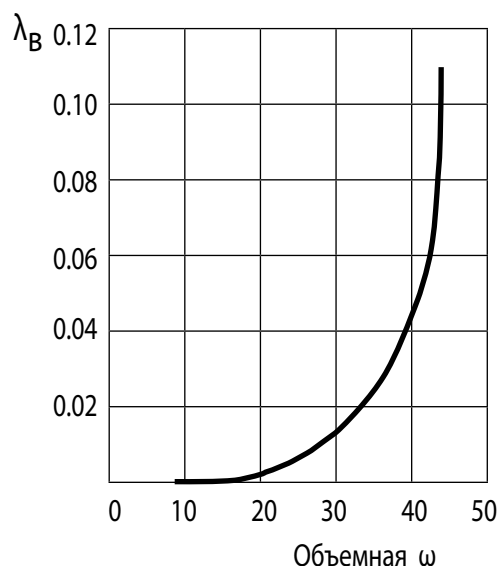


Рис. 16. Зависимость коэффициента влагопроводности  $\lambda_v$  от влажности торфа на осушенном низинном болоте

Зависимости имеют параболический вид. Вместо влажности в исследованиях целесообразно использовать величину отрицательного давления (всасывания), которая определяется легче и надежнее.

Поскольку влажность  $\omega$  можно представить как равновесную влажность капиллярно насыщенного образца, находящегося на какой-то высоте  $h$  над уровнем грунтовой воды, а при малых дефицитах влаги потенциал влажности будет практически равен капиллярному потенциалу,

можно рассчитать уменьшение коэффициента влагопроводности  $\lambda_{\text{в}}$  при возрастании капиллярного потенциала  $\Phi$ , т.е. получить функцию, которая ранее устанавливалась только экспериментально.

На рис. 17 приведены кривые зависимости коэффициента влагопроводности от капиллярного потенциала для тех же образцов.

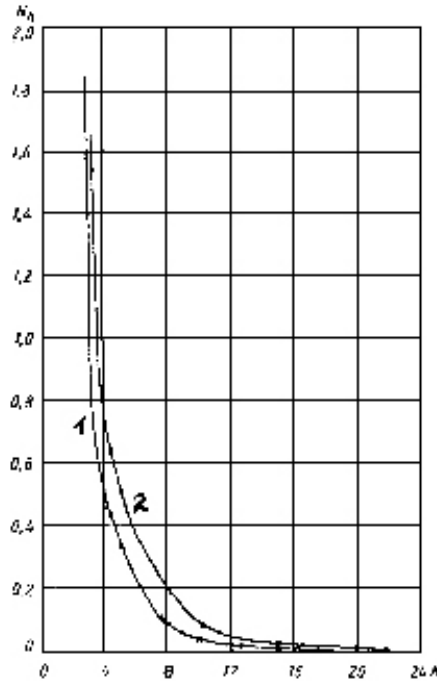


Рис. 17. Зависимость коэффициента влагопроводности  $k_h$  от капиллярного потенциала  $h$  ( $\Phi$  по С.С. Корчунову) для образцов 1,2 – сфагнового очеса

Градиент потенциала влаги определяется К.Е. Ивановым по формуле:

$$\text{grad}\Phi = \bar{i}_1 \frac{\partial\Phi}{\partial x} + \bar{i}_2 \frac{\partial\Phi}{\partial y} + \bar{i}_3 \frac{\partial\Phi}{\partial z} \quad (51)$$

Относительно поверхности грунтовых вод в зоне аэрации (выше грунтовых вод)

$$\text{grad}\Phi = \frac{1}{C_{\text{в}}} \text{grad}\omega = \text{grad}(\gamma h_a + \gamma h_{\text{ос}} + \gamma h_k), \quad (52)$$

а в зоне полного насыщения

$$\text{grad}\Phi = -\text{grad}\gamma h, \quad (53)$$

где  $\omega$  – объемная влажность торфа,  $C_{\text{в}}$  – изменение влагосодержания на единицу изменения влагопотенциала;  $\gamma$  – удельная масса (плотность) воды;  $(\gamma h_a + \gamma h_{\text{ос}} + \gamma h_k)$  – отрицательное гидростатическое давление, или потенциальная энергия соответственно адсорбционных,

осмотических и капиллярных сил, действующих в трехфазной среде в зоне аэрации;  $\gamma h$  – гидростатическое давление ниже уровня грунтовых вод.

Поток влаги в зоне аэрации  $q_a$  выражается зависимостью

$$q_a = \lambda_B \text{grad} (\gamma h_a + \gamma h_{oc} + \gamma h_k) = \frac{\lambda_B}{C_B} \text{grad} \omega, \quad (54)$$

в которой коэффициент влагопроводности  $\lambda_B$  вместе с удельной влагоёмкостью  $C_B$  выполняет функцию коэффициента фильтрации, что отражается законом Дарси (формула 45).

Потенциал  $\Phi$  численно равен тому отрицательному гидростатическому давлению, под которым находится вода в торфе при данной его влажности. Равновесное распределение потенциала над уровнем грунтовой воды бывает в случае, когда влага в капиллярной кайме располагается так, что ее движения нет. Тогда  $\Phi = \gamma h$ , где  $\gamma$  – объемная масса воды,  $h$  – высота данной точки над уровнем поверхности грунтовой воды.

С.С. Корчуновым введено понятие коэффициента влагопроводности  $\lambda_B$ , удельной влагоёмкости

$$C_B = \frac{\partial \omega}{\partial F} \quad (55)$$

при постоянной температуре (где  $\omega$  – абсолютная влажность торфа в г/г) и по аналогии с коэффициентом температуропроводности – коэффициент потенциалопроводности

$$\alpha_B = \frac{\lambda_B}{\gamma_o C_B}, \quad (56)$$

где  $\gamma_o$  – объемная масса абсолютно сухого вещества, г/см<sup>3</sup>.

Величина капиллярной водопроводности для низинных осоковых и древесно-осоковых торфов невелика, составляет 0,15–0,30 мм/сут.

### Контрольные вопросы

1. Гидрологический режим болота и его обуславливающие факторы.
2. Основные типы гидрогеологических условий болот.
3. Болотные микроландшафты и их классификация.
4. Гидродинамические характеристики болот.
5. Уравнение Бернулли и его применение.
6. Сетка стекания и гидродинамическая сетка; линии тока и экvipотенциали.

7. Полный потенциал почвенной влаги и его определяющие факторы.
8. Зависимость основных влагоёмкостей почвы от потенциала влаги.
9. Уравнения для расчета потока влаги в почве и зоне аэрации.
10. Коэффициенты влагопроводности и потенциалопроводности.
11. Связь коэффициента влагопроводности с влажностью и капиллярным потенциалом.
12. Какой смысл вкладывается в понятие отрицательное давление (всасывание)?

## ГЛАВА 4. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БОЛОТА

Каждому водному объекту свойственен свой гидрологический режим, поэтому разливают режим рек, режим болот, режим подземных вод и т.п.

Гидрологический режим территорий и состояние водного объекта, включая болота, характеризует уровни воды, скорости течения, расходы воды, содержание в воде твёрдых и растворимых веществ.

**Естественный гидрологический режим** под влиянием антропогенной деятельности (гидротехническое и транспортное строительство, мелиорация земель, сбросы отработанных вод в реки и пр.) в той или иной мере изменяется, в этих случаях говорят о **нарушенном водном режиме** территории.

Гидрологический, или водный режим объекта в естественном и нарушенном состоянии количественно оценивается **водным балансом**, представляющим собой баланс приходных и расходных элементов за интересующий период времени (многолетие, год, месяц, сутки).

В данной главе рассмотрены вопросы режима грунтовых вод на болоте, их взаимосвязи с водоносными горизонтами и прилегающими территориями, а также режим влажности. На примере одного из низинных болот рассмотрен нарушенный мелиорацией водный режим. Вопросы температурного режима рассмотрены в главе по тепловому режиму болот.

### 4.1. Режим грунтовых (болотных) вод

*Под режимом грунтовых вод понимают процесс изменения их количественных и качественных показателей (уровня, расхода, температуры, химического состава и т.д.) во времени и пространстве под влиянием естественных и искусственных (антропогенных) факторов.*

Для характеристики режима грунтовых вод используют данные наблюдений по наблюдательным скважинам, водомерным постам на реках, болотах, каналах и т.п.

Болото занимает промежуточное положение между водами и сушей, ныне болота относят к водным ресурсам. По образному определению А.Д. Дубаха (1944 г.), «болото – или это озеро, но со связанной водой, или это суша, но содержащая обычно более 90% воды и менее 10% сухого вещества». Он писал, что «гидрологически торфяное болото есть несомненный водоём, эксплуатационно же – несомненная суша». Болото в естественном состоянии – водоём, после отвода воды

с поверхности и понижения уровней болотных вод с помощью осушительной мелиорации оно становится земельным угодьем, сушей. Парадоксально, но факт, что вся не осушенная часть торфяной залежи по глубине остается полностью насыщенной водой, да и в осушаемой зоне неполного насыщения все поры, кроме крупных, остаются заполненными капиллярной влагой. Болотные воды полностью отвечают понятию грунтовые воды, ибо за исключением коротких периодов снеготаяния и выпадения обильных дождей их уровень залегает в торфе ниже поверхности земли. В книге используется термин грунтовые воды.

Уровни грунтовых вод находятся в постоянном изменении под влиянием *режимообразующих факторов*, к которым относят температуру воздуха, осадки, влажность воздуха, уровень воды в местных водоёмах и водотоках. Определяющее влияние на режим уровней оказывают основные компоненты водного баланса – испарение и сток, вызывающие понижение уровней, и атмосферные осадки, пополняющие грунтовые воды.

На болотах всех климатических зон наблюдается постоянная изменчивость уровней грунтовых вод в течение суток, сезона и года, и малая изменчивость их за многолетний период. Не остаются стабильными уровни воды в течение суток. На рис. 18 показана *суточная динамика уровня грунтовых вод* на осушенном под лес мезоолиготрофном болоте в Нижегородской области. Кривая суточного хода резко изменяется в периоды выпадения дождей, в дни без осадков происходит постепенное понижение уровней под влиянием испарения и дренирующего влияния каналов. Скорость понижения уровней в ночные часы составляла 0,1 см, в дневные 0,3 см.

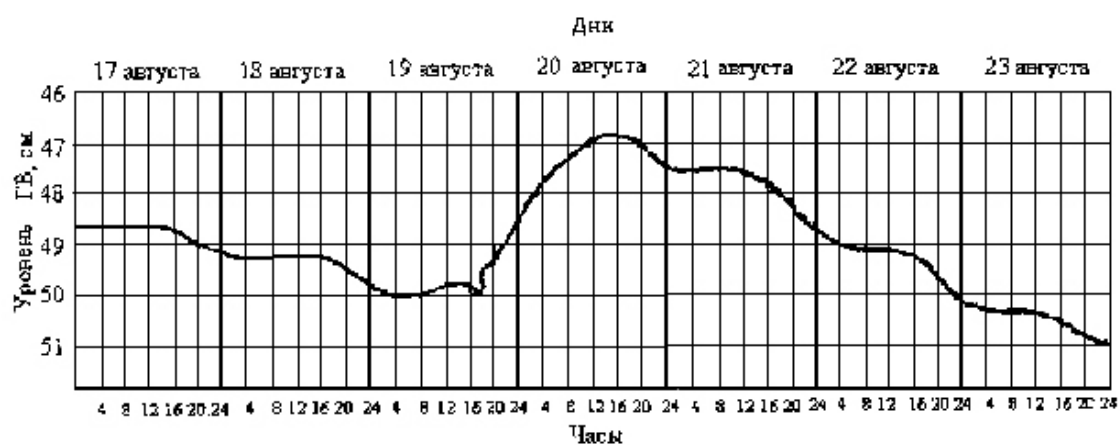


Рис. 18. Суточная динамика уровня грунтовых вод (ГВ) на верховом болоте

С изменением типов болотных микроландшафтов прослеживаются закономерности в изменении уклонов поверхности болота и глубин залегания уровней грунтовых вод (табл. 12).

Таблица 12

**Уклоны поверхности и глубины залегания уровня грунтовых вод  
на болотных микроландшафтах**

Тип микроландшафта	Уклоны поверхности болота	Средняя глубина уровней грунтовых вод от средней поверхности болота, см	Микрорельеф
Лесные микроландшафты олиготрофных болотных массивов: сосняки кустарничковые, сосняки сфагново-кустарничковые	0,005–0,017	37–30	Кочковатый и мелкокочковатый
Моховые микроландшафты олиготрофных болотных массивов: сфагновики сосново-кустарничково-вые, сфагновики кустарничково-пушицевые, облесенные сосной	0,004–0,008	30–23	То же
Грядово-мочажинные комплексы олиготрофных массивов	0,0009–0,004	20–9	Грядово-мочажинный ориентировочный
Мохово-травяные микроландшафты (сфагново-осоковые)	0,0003–0,0015	16–10	Кочковатый или ровный
Травяные микроландшафты	0,0003–0,0006	14–13	Преимущественно ровный
Лесные низинные и переходные микроландшафты	0,0003–0,0007	36–20	Крупнокочковатый с высокими приствольными кочками

В условиях Белоруссии, характеризующейся более сухим летом, уровни грунтовых вод понижаются в засушливые годы до 110 см, во влажные залегают на глубине 40–50 см. На Европейской территории России отмечено понижение уровней грунтовых вод до 70–80 см и более в годы засух. Известны случаи получения в такие годы высоких урожаев проса и других культур на обработанных неосушенных болотах.

Изменение глубин залегания уровней грунтовых вод на верховом болоте зависит от многих факторов: времени и количества выпадающих осадков, интенсивности испарения, скорости стекания воды, водоотдачи деятельного слоя торфа. На низинном болоте, кроме того, от интенсивности грунтового и напорного питания. На болотах в поймах рек – от продолжительности и высоты паводков и половодий,

от режима уровней воды в реках и озерах. Поэтому кривые колебания уровней различны для разных болот.

Уровни грунтовых вод на мохово-травяных и травяных микроландшафтах залегают выше по сравнению с лесными олиготрофными и моховыми микроландшафтами.

Для характеристики режима уровней грунтовых вод в болотных микроландшафтах используются средний уровень, амплитуда колебаний, положение кривой хода уровней относительно поверхности (повышений и понижений).

**Средний уровень** грунтовых вод в лесных микроландшафтах стоит от поверхности повышений на 40–46 см, от поверхности понижений на 22–29 см, на моховых, грядово-мочажинных и мохово-травяных микроландшафтах соответственно – на 10–62 см и 6–29 см. Амплитуда колебания уровней грунтовых колеблется соответственно от 51–103 см до 24–57 см.

С уровнями залегания грунтовых вод связан характер растительности: с повышением уровней древесная растительность сначала угнетается, затем отмирает, постепенно тем же путем идет кустарничковая растительность, которую заменяют травы (осоки, пушица).

В динамике уровней грунтовых вод прослеживается четкая зависимость их от выпадающих осадков. На рис. 19 сопоставлены уровни грунтовых вод на верховом болоте в Латвии со среднесуточной температурой воздуха и месячными суммами осадков. Мощность торфяной залежи здесь составляет 3–8 м, степень разложения торфа 5–10%. Наблюдения проводились болотной станцией Кемери. Среднегодовые уровни различаются мало: максимальные уровни грунтовых вод ежегодно наблюдаются непосредственно у поверхности земли, минимальные уровни за 8 лет ни разу не были отмечены на глубине 50 см.

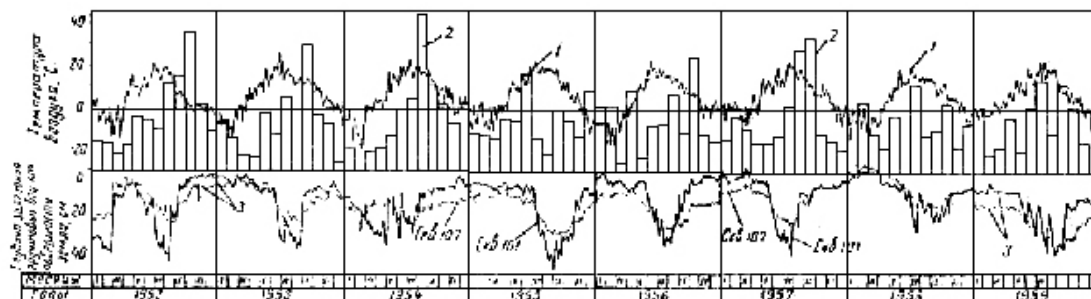


Рис. 19. Сезонные изменения уровней грунтовых вод на болоте (3) в сравнении с осадками (2) и температурой воздуха (1)



На неосушенных болотах уровни воды весной поднимаются с интенсивностью до 0,4 м/сут, понижаются – от 0,1 до 0,3 м/сут. Подъем уровней весной происходит в течение 5–35 дней в зависимости от соотношения осадков и испарения, уровни грунтовых вод понижаются со скоростью 1–2 см/сут, а в периоды без дождей – до 5 см/сут. Понижение уровней грунтовых вод практически прекращается при снижении их до подошвы деятельного слоя. Летом снижение уровней происходит на топях до 2,6 см, а на окраинах болота – до 27 см. Среднее положение минимального уровня грунтовых вод является границей между деятельным и инертном слоями торфяника. В верхних горизонтах инертного слоя максимальная скорость фильтрации достигает 5–6 м/год.

При всем многообразии болот в динамике изменения уровней грунтовых вод прослеживаются следующие **характерные фазы**: повышение уровня воды весной в период снеготаяния; постепенное снижение уровней, нарушаемое выпадающими осадками; летний минимум; осенний подъем уровней, зимний минимум (рис. 20, 21). Весенний максимум связан с максимальной интенсивностью снеготаяния, летнее снижение уровней обусловлено повышенным суммарным испарением с болот, осеннее повышение уровней – сокращением испарения в связи со снижением температуры воздуха и увеличением осадков, зимний глубокий минимум обусловлен отсутствием осадков, только в оттепели возможно некоторое питание грунтовых вод. Незначительное влияние на снижение уровней зимой оказывает миграция влаги за счёт температурного градиента к фронту промерзания, то есть к подошве мёрзлого слоя.

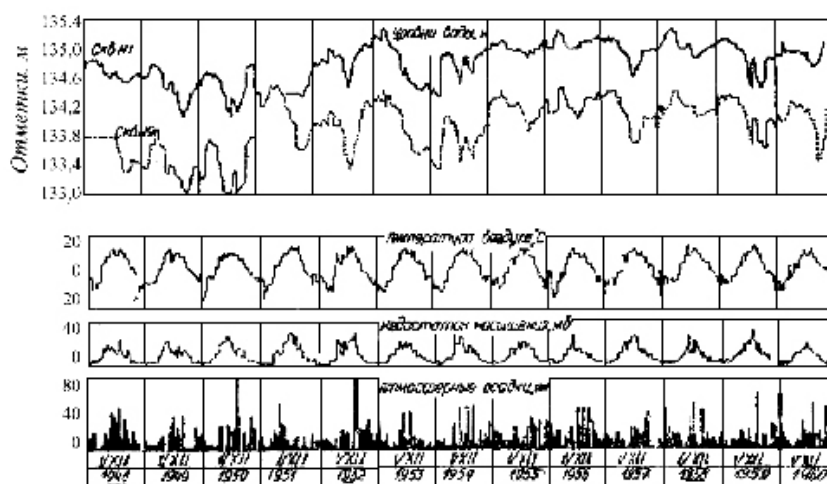


Рис. 20. График колебаний уровня грунтовых вод и метеорологических факторов на слабоосушенном участке (по М.Ф. Козлову) в Полесье

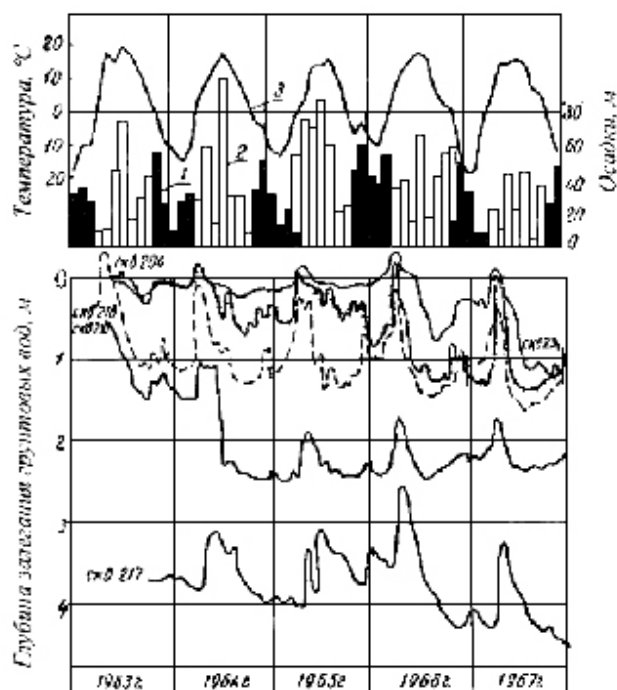


Рис. 21. Колебание уровней грунтовых вод в скважинах на болоте Олех (Рязанская область) в пойме и на террасах р. Белой, температуры воздуха и осадков: 1 – твёрдые осадки; 2 – жидкие осадки; 3 – колебание температуры воздуха

В летний период снижение уровней воды на выпуклых верховых болотах в засушливые годы достигает 70–90 см в сосняках кустарничковых и сфагново-кустарничковых, характеризующихся максимальными уклонами поверхности, в центральных частях этих болот уровни понижаются на 50–55 и 30–40 см, последние цифры относятся к большим болотным массивам.

Меньше всего понижаются уровни летом (на 10–20 см) на топях и в понижениях между выпуклостями, в проточных топях и на окраинах грядово-мочажинных массивов уровни грунтовых вод снижаются до 40 см.

Особенностями режима грунтовых вод болотных массивов являются устойчиво неглубокое (в большинстве случаев менее 0,5–1 м) залегание уровня и небольшая амплитуда сезонных и многолетних колебаний.

Для климатического типа режима характерна тесная связь колебаний грунтовых вод с осадками, температурой и влажностью воздуха, которые определяют величину испарения (рис. 20). В зимне-весенний период наблюдается высокое положение уровня, летом – спад, осенью – повышение.

Подъем грунтовых вод на осушаемых болотах начинается одновременно с началом снеготаяния. Величина весеннего подъема, при глубине стояния грунтовых вод зимою 100–150 см, составляет в среднем 0,85–0,90 см на 1 мм поступающей воды. При максимально возможной величине поступления воды, грунтовые воды в торфе могут подняться не более чем на 120–140 см.

Изменение влажности торфа весной идет в полном соответствии с ходом метеорологических факторов. Под влиянием испарения, составляющего в любой весенний день после схода снега не менее 2,0 мм в сутки, ко времени окончания размерзания торфа в верхнем 20 см слое влажность снижается ниже предельной полевой влагоёмкости при мелком осушении на 10–15%, при глубоком осушении – на 15–25%.

На рисунке 21 сопоставлены графики колебания уровней грунтовых вод в нескольких характерных скважинах на болоте и террасах, расположенных на участках, осушенных в разное время. За эталон принята скважина 234, находящаяся в прибортовой части пойменного болота. В 1963–1965 гг. она была вне зоны влияния осушительной сети и характеризовала естественный режим грунтовых вод. Глубина залегания уровней грунтовых вод в этой скважине менялась в небольших пределах (0–30 см), что характерно для притеррасных частей болот. После углубления реки грунтовые воды в ней понизились в летний период на 80–100 см.

Режим грунтовых вод на середине карты, ограниченной отрегулированной рекой и магистральным каналом, построенным уже в 1963 г., характеризуют данные скважины 218. За три года меженные уровни понизились здесь всего на 30 см, амплитуды весеннего подъема были почти неизменными.

О режиме грунтовых вод в непосредственной близости от каналов дают представление данные по скважине 210, расположенной на бровке ловчего канала. После его строительства уровни грунтовых вод стабилизировались на глубинах более 2 м.

Иной ход колебания уровней грунтовых вод характерен для болот в условиях муссонного климата (Дальний Восток), где наибольшее количество осадков выпадает в конце лета.

Особенности режима охарактеризованы результатами наблюдений на болотных массивах Хурба и Эльбан, расположенных на второй надпойменной террасе р. Амур. Рельеф местности денудационно-аккумулятивный, в пределах болот равнинный с преобладанием уклонов поверхности 0,003–0,008. Почвы торфяные и торфяно-глеевые.

Мощность торфа до 1,5 м, лишь в местах разгрузки напорных вод (топи) она достигает 3 м. Степень разложения торфа 40–60%, водоотдача 0,07–0,03. Торф почти повсеместно подстиляется глинами или галечниками с глинистым заполнителем, являющимися водоупором для болотных вод.

Ниже залегают песчано-галечные отложения. Их состав: 20–75% галечника, 6–33% гравия, 0,2–7% глин и алеврита. Эти отложения весьма неоднородны как по глубине, так и по простиранию, коэффициенты фильтрации колеблются от 12 до 167 м/сут. Местами эти воды напорные, воды водоносного горизонта юры и мела напорны.

Грунтовые воды в породах разного генезиса гидравлически взаимосвязаны, глубина залегания их уровней – 0–3 м от поверхности, наиболее часто – 0,5–1,5 м. Уклоны потоков грунтовых вод почти равны уклонам поверхности земли (в среднем 0,005) и направлены от предгорий к р. Амур. Грунтовые воды частично выклиниваются в горные реки Хурбу, Эльбан, Поху, Анаджу и др.

Климат района характеризуется продолжительной и суровой зимой (морозы с конца сентября до конца апреля), коротким и засушливым летом (безморозный период 120–150 дней), влажной осенью. Среднегодовая температура воздуха – 0,8°C, норма осадков 485 мм (Болонь) – 665 мм (Комсомольск-на-Амуре), около 90% осадков выпадает в конце лета–начале осени в период муссонов.

Болотный массив Хурба площадью 2000 га осушен сетью открытых каналов глубиной около 1 м, проложенных через 150 м. Глубины магистральных и нагорно-ловчих каналов – 1,5–2,5 м. На болоте Эльбан (площадь 2350 га) расстояние между каналами 100–120 м.

В годовом режиме уровней болотных и грунтовых вод резко выделяются следующие фазы: глубокое (до 2–3 м) зимнее понижение уровней, связанное с оттоком в речную сеть и с расходом влаги на миграцию в промерзший слой почвы; весенний подъем уровней; незначительное летнее снижение и резкий подъем уровней в конце лета–начале осени, обусловленный муссонными осадками. Летне-осенний максимум превышает весенний: в конце лета даже на осушаемых болотах грунтовые воды залегают на глубине всего 0,2–0,5 м от поверхности земли, в то время как в период снеготаяния они не поднимаются выше 0,7–1,5 м.

Атмосферные осадки питают грунтовые воды на болотах, поэтому водный режим почвы и зоны аэрации промывной. Максимальные уровни грунтовых вод весной в 90% случаев наблюдаются на первый–

второй день после полного таяния снега, подъем их начинается задолго до наступления положительных температур.

На рисунке 22 показана взаимосвязь между подъёмом уровней грунтовых вод и осадками для торфа по данным Мещёрской ЗОМС. Удельные коэффициенты подъема уровней грунтовых вод за счет осадков –  $\eta = \Delta Z / P$ , то есть отношение величины подъёма уровней  $\Delta Z$  к слою выпавших осадков  $P$  возрастает вместе с увеличением степени разложения торфа и интенсивности осушения, что связано с уменьшением недостатка насыщения грунта. Эта величина близка к недостатку насыщения торфа.

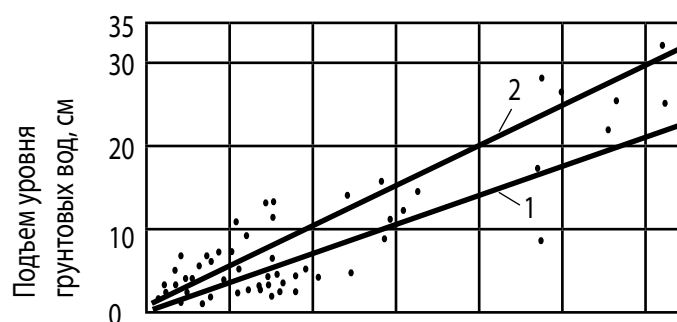


Рис. 22. Зависимость подъема уровней грунтовых вод в торфе (1) и сугеси (2) на болотах в Рязанской области от осадков

Значения  $\eta$  для Мещёрской низменности близки к полученным на болотах в других регионах. Так, А.Д. Дубах (1944) в Белоруссии получил его равным 4–5, а В.М. Попов (1952) на Украине – 3–8 мм/мм; К.П. Лундин (1964) в зависимости от степени осушения болот в Белоруссии получил значение  $\eta = 5–7$  для слабоосушенных и  $\eta = 8–10$  мм/мм для хорошо осушенных болот.

Амплитуда колебаний уровней грунтовых вод на болотах редко превышает 20–70 см и зависит от водности года, места расположения скважин относительно элементов гидрографической сети и глубины залегания грунтовых вод. Исключение составляют переувлажненные земли зоны глубокого промерзания (Сибирь, Дальний Восток). В многолетнем разрезе амплитуда колебаний уровней грунтовых вод повсеместно меняется незначительно.

На рисунке 23 сопоставлены графики колебания уровней в двух характерных скважинах с основными метеорологическими факторами за год на болоте Хурба Хабаровского края. Грунтовые воды в конце зимы залегали на глубине 2,2–3 м, весенний подъем их начался в середине апреля одновременно с началом снеготаяния. Уровни грунтовых вод повторяют колебания горизонтов воды в реке на полосе до 400 м от реки.

В торфе весной в течение 5–20 дней на глубине 0,1–0,5 м существует надмерзлотная верховодка. Наивысший уровень грунтовых вод приходится на конец августа – начало сентября, минимальный – на вторую половину марта – начало апреля.

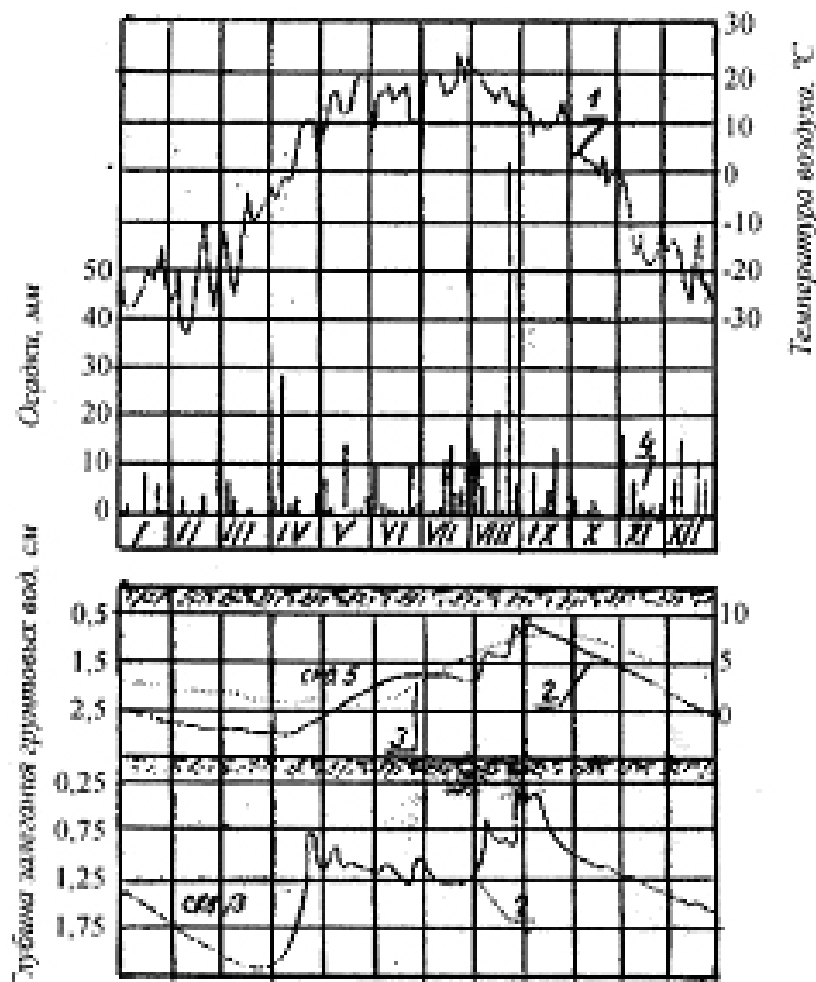


Рис. 23. Изменение уровней грунтовых вод, их температуры на глубине 2,5 м и температуры воды в р. Похе на осушенном болоте Хурба в сравнении с температурой воздуха и атмосферными осадками: 1 – температура воздуха; 2 – уровень грунтовых вод; 3 – температура воды в реке; 4 – осадки

На осушаемых болотах уровни грунтовых вод большую часть года стоят ниже дна осушительных каналов, кривая депрессии на междурьях нечетко выражена. Основное назначение осушительной сети на подобных болотах – ускорение отвода поверхностных вод.

Грунтовые воды питаются только летом за счет инфильтрационных вод.

Наиболее низкое стояние уровней грунтовых вод относительно поверхности болота наблюдается в микроландшафтах с крупным

древостоем (сосняк, кустарничково-сфагновая растительность). По мере уменьшения густоты облесения и высоты древостоя глубина залегания грунтовых вод и амплитуда колебаний их уменьшаются.

Режимы уровней грунтовых вод даже в пределах одного района на разных болотах под влиянием особенностей гидрографической сети, смежных водоносных горизонтов и т.д., то есть под влиянием факторов, являющихся аazonальными по отношению к климату, могут быть различными. Поэтому анализ режима грунтовых вод с достаточной точностью может быть дан только по отдельным микроландшафтам на региональной основе.

Заслуживают упоминания попытки установить связь между уровнями болотных вод и основным погодообразующим фактором – солнечной активностью. Для многолетних периодов ее наличие показано в ряде работ В.А. Коробейникова, Д.М. Каца, А.А. Коноплянцева и др., установивших многолетние ритмы в колебаниях уровней грунтовых вод, соответствующие ритмам солнечной активности. Однако связывать режим грунтовых вод на болотах с солнечной активностью без раскрытия сложного характера ее влияния на климатические факторы, по-видимому, преждевременно.

Если перейти от относительных величин подъема уровней к абсолютным, то есть выразить количество инфильтрационных вод, поступивших в грунтовые воды, в мм слоя воды  $f_{\Gamma}$ , то полученный коэффициент питания грунтовых вод  $\alpha = f_{\Gamma}/P$  показывает на его связь с глубиной стояния уровней грунтовых вод.

Средние годовые глубины залегания грунтовых вод находятся в прямой зависимости от атмосферных осадков: коэффициенты корреляции, подсчитанные по пяти болотам, расположенным в разных географических районах, колеблются в пределах 0,82–0,91.

В годы с более теплыми зимами среднегодовые глубины, как правило, меньше, так как почва промерзает меньше и повышается инфильтрационное питание грунтовых вод, уменьшается поверхностный сток.

Прямая зависимость установлена между весенними подъемами грунтовых вод и количеством зимних осадков. Летнее снижение уровней грунтовых вод тесно связано с величиной испаряемости – коэффициенты корреляции 0,78–0,85.

Изучение режима грунтовых вод болот в разных природно-климатических зонах показало, что уровни изменяются в основном от сочетания двух климатических факторов – осадков и испарения. Выделяются следующие типы режима уровней в зависимости от соотношения

их глубин залегания в периоды зимней ( $Z_3$ ) и летней ( $Z_л$ ) межени, в периоды максимальных подъемов весной ( $Z_в$ ) и осенью ( $Z_о$ ):

европейский	тип	$Z_3 \cong Z_л$	$Z_в < Z_о$
субтропический	-//-	$Z_3 < Z_л$	$Z_в > Z_о$
западносибирский	-//-	$Z_3 > Z_л$	$Z_в < Z_о$
восточносибирский	-//-	$Z_3 > Z_л$	$Z_в \cong Z_о$
дальневосточный	-//-	$Z_3 > Z_л$	$Z_в > Z_о$

В пределах одного региона качественные различия в режиме грунтовых вод обуславливаются в основном геоморфологической приуроченностью объектов и в меньшей мере другими режимообразующими факторами.

Амплитуды летнего подъема уровней в зависимости от количества выпавших осадков составляют 0,3–1,6 м, в то время как годовая амплитуда достигает 1,3–2,4 м и более, она связана с глубиной залегания грунтовых вод (рис. 24).

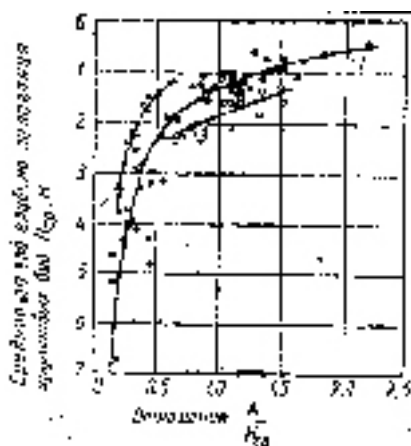


Рис. 24. Связь амплитуд колебаний уровней грунтовых вод в течение года  $A$  с глубиной их залегания  $H_{ср}$ . Болота: 1 – в Мещере; 2 – Новое (Еврейская автономная область); 3 – Хурба (Хабаровский край)

Под влиянием осушительной сети одновременно с понижением уровней грунтовых вод возрастает амплитуда колебания их уровней в пределах осушенных болот. Эта амплитуда увеличивается за счет более высокого максимума и более низкого минимума уровней грунтовых вод. На прилегающих землях амплитуда уменьшается только за счет меньшего, чем до осушения, отклонения минимума от среднегодового значения (рис. 25). В Мещерской низменности отмечено уменьшение амплитуды на 10–20 см.





Рис. 25. Связь между величиной послемелиоративного изменения амплитуд колебания уровней грунтовых вод и их уровнями до мелиорации (по К.Ф. Янковскому, 1976)

Уменьшение амплитуд колебания уровней грунтовых вод способствует формированию более устойчивого водного режима почв, что особенно важно для лесных культур.

Одновременно с изменением уровней грунтовых вод на осушительных системах и прилегающих к ним территориях изменяются уровни нижележащих водоносных горизонтов, гидравлически взаимосвязанных с грунтовыми водами и образующих с ними единые водоносные комплексы. В пределах осушаемых болот, являющихся в естественном состоянии преимущественно областями разгрузки водоносных горизонтов, за счет изменения уровня грунтовых вод несколько возрастает градиент вертикального водообмена, то есть увеличивается приток напорных вод. Снижение уровней грунтовых вод на прилегающих к болотам территориях, в областях питания водоносных горизонтов, ведет, в свою очередь, к некоторому снижению инфильтрационного питания и уровней подземных вод.

#### 4.2. Взаимосвязь болотных вод с прилегающими территориями

Болота, особенно низинные, получают грунтовое питание с прилегающих склонов. Величина водного питания зависит от глубины болотной котловины и параметров потока грунтовых вод.

В качестве иллюстрации связи болота с грунтовыми водами прилегающих склонов на рис. 26 показан гидрогеологический разрез Быстрицкого болота в Кировской области. Следует отметить, что **гидрогеологические разрезы** позволяют наглядно оценивать: характер водоносных горизонтов и условия их залегания: степень проницаемости пород, наличие выдержанных водоупорных толщ в кровле и у подошвы

водоносного пласта; наличие избыточного напора над кровлей пласта, определяющих уровень напорных вод и пьезометрическую кривую; характер движения потока (уклон); условия питания и разгрузки подземных вод, перетекание воды из одного горизонта в другой по положению пьезометрических кривых смежных горизонтов, а также взаимосвязь с другими водоносными горизонтами.

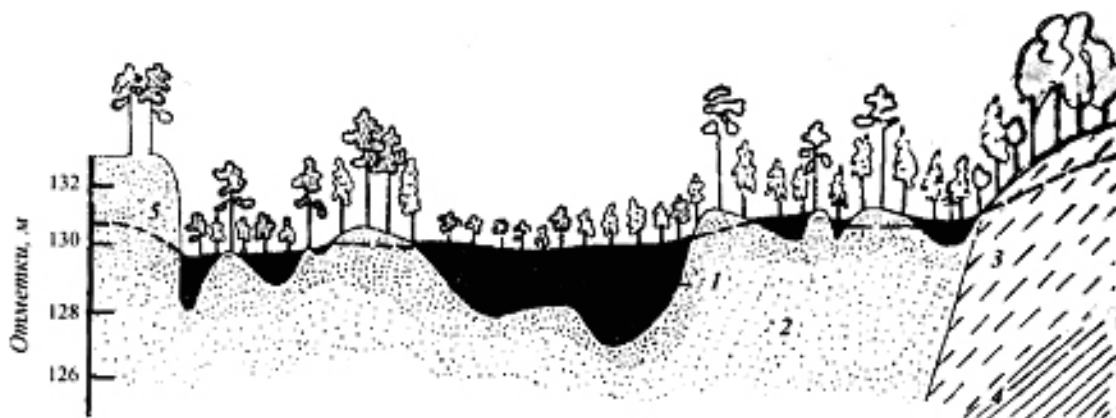


Рис. 26. Гидрогеологический разрез мезоолиготрофного Быстрицкого болота:  
1 – торф; 2 – песок; 3 – супесь; 4 – суглинок; 5 – уровень грунтовых вод  
(по А.Д. Корепанову)

Болотный массив мезоолиготрофного типа (рис. 26) расположен на второй надпойменной террасе реки Быстрицы, сложенной аллювиальными и водноледниковыми отложениями, представленными песками, насыщенными водой. Четко выражены кривые депрессии на склонах, показывающие на наличие притока грунтовых вод к болоту, расположенному в бассейне грунтовых вод. Роль грунтового питания уменьшается от северных окраин болота к южным (протяженность болота по створу более 4 км), что связано с рельефом местности. В том же направлении изменяется растительность от осоково-гипновой до пушицево-сфагновой и медиум-сфагновой. На низинном и переходном болоте преобладают ельники и березняки, на верховом и переходном – сосняки.

В качестве второго примера рассмотрим низинное болото грунтового питания Олех, расположенное в Мещёрской низменности. Болото занимает пойму р. Белой – правого притока р. Пры, площадь его около 3 тыс. га. Геоморфологическими границами болота служат с севера первая надпойменная терраса, с юга – вторая терраса р. Оки (рис. 27). Поверхность болота ровная, продольный уклон поймы 0,0004, а к реке – 0,002. Основной естественной дренажной болота и прилегающей

территории служит р. Белая, глубина вреза её русла до углубления не превышала 0,3–2 м.

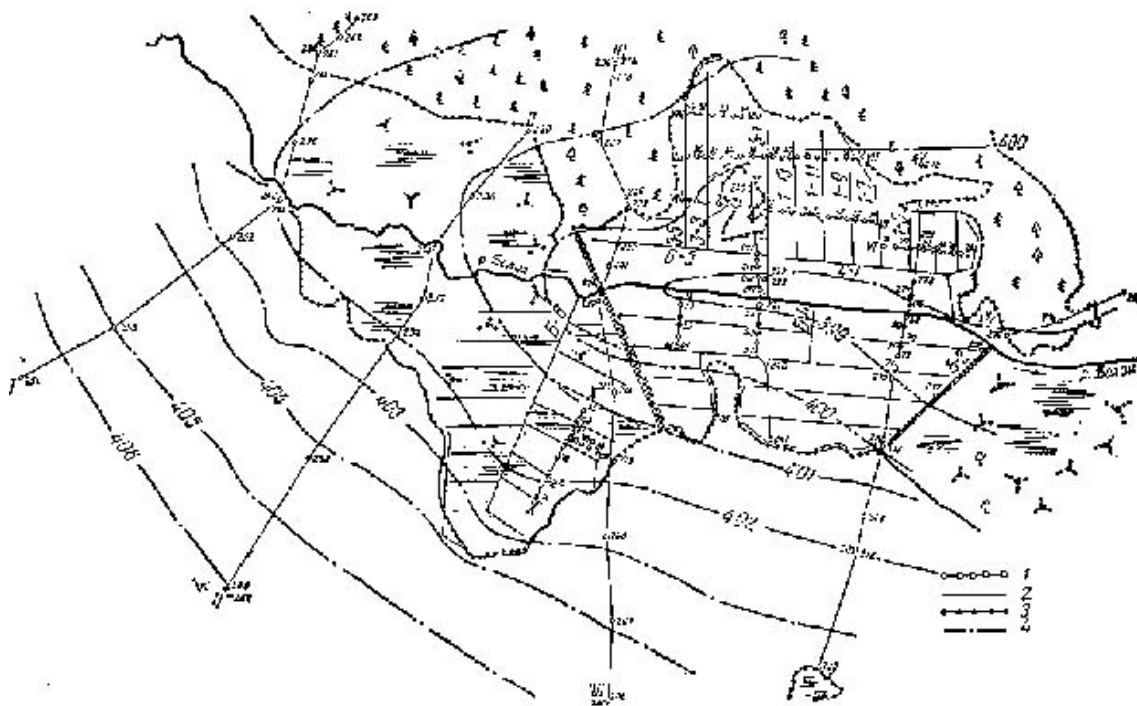


Рис. 27. План осушительной сети и размещения наблюдательных скважин на болоте Олех в Мещерской низменности: 1 – створы наблюдательных скважин; 2 – осушительные каналы; 3 – границы болота; 4 – гидроизогипсы на 1/VII 1967 г.; 5 – гати

В пределах массива пробурено 80 разведочных скважин. Они вскрыли следующие породы: песчаник верхнего карбона, юрские черные глины мощностью более 5 м, темные глинистые пески нижнего мела мощностью 1,5–2 м (встречаются спорадически) и четвертичные отложения. Мощность четвертичных отложений в пределах болота составляет 32–41 м. По генезису и составу они разделяются на средне-четвертичные (Днепровский, Одинцовский и Московский ярусы), верхнечетвертичные и современные (аллювиальные, эоловые и болотные) отложения.

Днепровский ярус (рис. 28) представлен однородными тонкозернистыми песками мощностью более 22 м. Коэффициент фильтрации их 0,7–6 (до 16,5) м/сут. Отложения Одинцовского и Московского ярусов, встречающиеся на второй надпойменной террасе, представлены суглинками и супесями; мощность первых 1,5–6 м, вторых – 4–5,5 м; коэффициент фильтрации песков 1,3–6,8 (в среднем 3,1 м/сут); объемная масса  $1,65 \text{ г/см}^3$ ; пористость 30–40%. Верхнечетвертичные отложения

состоят из аллювиальных песков и супесей с включением тонких прослоев глин и суглинков, мощность отложений около 13 м. Коэффициент фильтрации 1,7–8,4 (в среднем 4,6 м/сут), объемная масса 1,59–1,72 г/см<sup>3</sup>, пористость 35–40%.

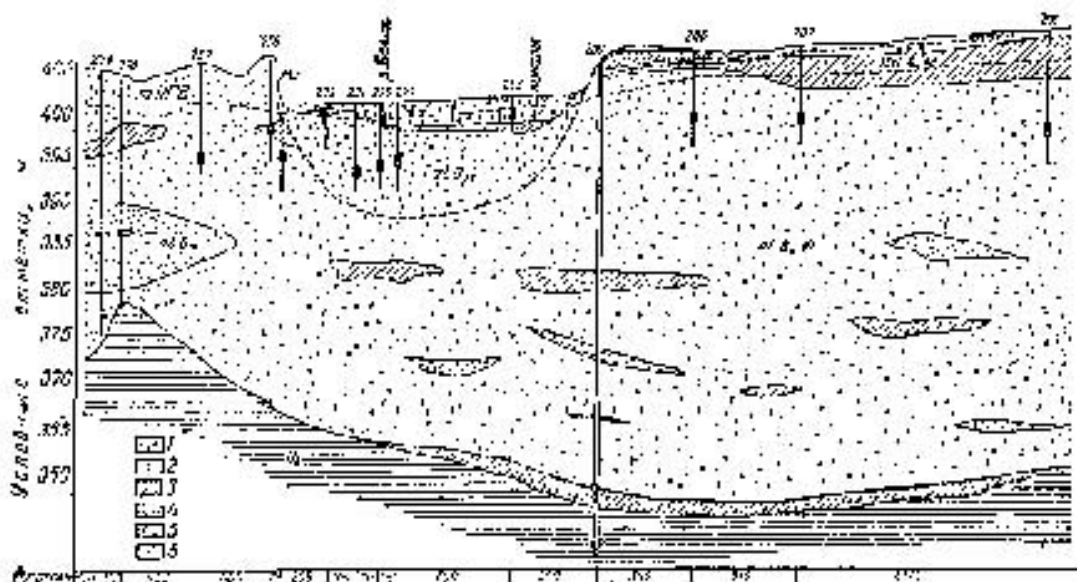


Рис. 28. Геолого-гидрогеологический разрез болота Олех по створу III-III: 1 – торф; 2 – песок; 3 – суглинок; 4 – супесь; 5 – песок со щебнем; 6 – глина

Современные аллювиальные отложения, подстилающие торф, представлены 5–15-метровой толщей мелкозернистых песков. Верхняя часть аллювия (1–2 м) состоит из прослоек песка, супеси и суглинка, местами оторфованных и оглеенных. Коэффициент фильтрации современного аллювия – 1,9–9,5 (в среднем 4,5 м/сут) по лабораторному определению и 11,7 м/сут – по данным откачки. Объемная масса песков 1,55–1,78 г/см<sup>3</sup>, пористость 35–38%.

Болотные отложения представлены торфом низинного типа, мощность залежи 2–2,5 м; вниз по долине она уменьшается до 0,5 м. Торф преимущественно травяной, степень разложения органического вещества 25–40%, зольность 20–65%. Объемная масса торфа изменяется по глубине залежи от 0,28–0,3 в верхних горизонтах до 0,15–0,17 г/см<sup>3</sup> на глубине 1–2 м. Плотность торфа 1,74–1,96 г/см<sup>3</sup>, скважность около 85%. Коэффициент фильтрации торфа изменяется по глубине от 1–1,2 м/сут в верхнем полуметровом слое до 0,003 м/сут на контакте с подстилающей породой. Коэффициент фильтрации торфа на окрайках болота примерно в 3 раза меньше, чем в центральной части болотного массива. Водоотдача торфа, определенная по 10-сантиметровым горизонтам,

колеблется от 0,01 до 0,04. Недостаток насыщения, по данным лизиметрических наблюдений, на 4–9% меньше водоотдачи.

В гидрогеологическом отношении объект характеризуется наличием в четвертичных песках (среднее значение коэффициента фильтрации 7,5 м/сут) единого гидравлически взаимосвязанного водоносного горизонта.

Грунтовые воды изолированы от напорных вод каменноугольных отложений пятиметровой толщиной юрских глин. Пьезометрический уровень напорных вод, вскрытых скважиной 280, превышает среднегодовой уровень грунтовых вод на 2,9 м. Учитывая сплошное распространение и слабую водопроницаемость юрских глин (около 0,0005 м/сут), а также малые градиенты (менее 0,6), можно пренебречь подпитыванием болота подземными водами карбона. Расчет величины перетекания показал, что величина притока напорных вод составляет 11–18 мм/год.

До осушения глубина залегания грунтовых вод на болоте колебалась в пределах 0–60 см, на террасах – 200–400 см.

Поток грунтовых вод, как видно по изогипсам (рис. 24), направлен со стороны террас к р. Белой, уклоны потока 0,005–0,0005.

В пределах второй надпойменной террасы наблюдается верховодка, водопором для которой служат одинцовские суглинки. Верховодка участвует в переувлажнении поймы, выклиниваясь у ее тылового шва.

Болото осушено сетью каналов, проложенных через 200 м. Глубина каналов до 1,8–2 м, в истоках она не превышает 1,2–1,5 м. Каналы частично врезаны в подстилающие болото пески.

Количественная оценка режима грунтовых вод дана на основе решения уравнения баланса грунтовых вод:

$$\mu \Delta Z = Q - Д + f_{\Gamma} - E_{\Gamma}, \quad (57)$$

где  $\Delta Z$  – изменение средних для балансового участка глубин залегания грунтовых вод за расчетный период времени;  $\mu$  – водоотдача (недостаток насыщения) грунта;  $Q$  – приток грунтовых вод на балансовый участок;  $Д$  – дренажный и речной сток (отток грунтовых вод);  $f_{\Gamma}$  – инфильтрационное питание грунтовых вод;  $E_{\Gamma}$  – испарение с поверхности грунтовых вод (отрицательный водообмен с зоной аэрации).

Для определения границ балансового участка были построены карты гидроизогипс на периоды летней межени и начала лета; на рисунке 27 приведена одна из таких карт.

При расчётах использованы средневзвешенные значения глубин грунтовых вод, средние значения  $\mu$  для разных  $Z$ . Приток грунтовых вод в м<sup>3</sup>/сут вычислен как сумма притоков на участок с севера  $Q^c$

и с юга  $Q^{ю}$ , каждый из которых определен по данным наблюдений в двух скважинах, размещенных по потоку по формуле

$$Q = \kappa \frac{H'' - H'}{L} \cdot \frac{H' + H''}{2} B, \quad (58)$$

где  $B$  – ширина потока грунтовых вод, притекающего к балансовому участку;  $H'$  и  $H''$  – мощность потока соответственно в нижней и верхней скважинах, отсчитываемая от водоупора;  $L$  – расстояние между скважинами по потоку;  $\kappa$  – коэффициент фильтрации водоносной толщи.

Поскольку расположение створов III и V (рис. 29) отличается от нормального к гидроизогидам, в расстояние  $L$  внесена поправка: величина  $L$  определена как проекция на направление потока грунтовых вод.

Приток грунтовых вод в мм вычислен по формуле

$$Q = \frac{(Q^c + Q^{ю})t}{10\Omega}, \quad (59)$$

где  $t$  – продолжительность периода, сут;  $\Omega$  – площадь балансового участка, га.

При расчете  $Q$  графики колебания уровней грунтовых вод разбивались на расчетные интервалы времени продолжительностью от 5 до 30 суток, в течение которых характер изменения уровней был одинаков (подъем или спад).

Величины инфильтрации и испарения определены в результате лизиметрических наблюдений, проведенных по лизиметрам с разной глубиной до воды. Для получения значений  $f_{г}$  и  $E_{г}$  в зависимости от средневзвешенных глубин залегания грунтовых вод  $Z$  использовали кривые связи  $f_{г}(E_{г}) = f(Z)$ , построенные для периодов месячной продолжительности. Величина дренажного стока измерялась на двух гидрометрических постах, оборудованных на реке.

В таблице 13 приведен баланс грунтовых вод болота «Олех» за два года.

Основной приходный элемент баланса грунтовых вод – инфильтрация атмосферных осадков, основной расходный элемент – испарение с зеркала грунтовых вод, то есть влагообмен с зоной аэрации, – решающий фактор формирования режима грунтовых вод болота. Доля бокового притока грунтовых вод со стороны надпойменных террас составляет 30% от величины приходной части баланса с учетом изменения запасов грунтовых вод.

Грунтовый приток воды на болоте за год равен 0,45 мм/сут. Болото характеризуется грунтовым типом водного питания.

Приток грунтовых вод во все годы, за исключением влажного 1965 г., несколько превышал дренажный сток. Дренажный и речной сток в пределах болота формируется в теплый период года главным образом за счет притока грунтовых вод, часть которых расходуется на испарение.

Таблица 13

### Баланс грунтовых вод болота в Мещёре

Год	Месяц	Глубина залегания грунтовых вод, см				Водоотдача $\mu_{ср}$	Изменение запасов грунтовых вод, мм	Приход, мм		Расход, мм	
		в начале месяца $H_1$	в конце месяца $H_2$	средняя $H_{ср}$	$\Delta H = H_1 - H_2$			приток грунтовых вод	инфильтрация	испарение	дренажный сток
1964	V	24	41	26	-17	0,050	-8,5	11,0	57,7	41,3	35,9
	VI	41	83	53	-42	0,084	-35,3	13,3	8,1	39,2	15,5
	VII	83	92	87	-9	0,108	-9,7	12,8	29,5	46,6	5,4
	VIII	92	106	98	-14	0,119	-16,7	12,9	3,0	31,6	1,0
	IX	106	101	103	+5	0,123	+6,1	11,8	20,5	21,1	5,1
	X	101	104	102	-3	0,122	-3,7	11,0	3,6	15,4	2,9
1965	V	28	50	33	-22	0,058	-12,8	8,3	60,0	39,9	41,2
	VI	50	66	57	-16	0,079	-12,6	14,2	35,0	30,7	31,1
	VII	66	76	69	-10	0,092	-9,2	12,8	59,0	28,4	52,6
	VIII	76	83	80	-7	0,099	-6,9	12,8	36,0	20,2	35,5
	IX	83	89	87	-6	0,107	-6,0	12,6	8,0	19,8	6,8
	X	89	93	92	-4	0,102	-4,0	11,5	12,0	16,6	10,9

Приток грунтовых вод – наиболее стабильный из всех элементов баланса грунтовых вод (рис. 29). Максимального значения он достигает в многоводные и в следующие за ними годы, что связано со скоростью движения грунтовых вод. В пределах года максимальный приток наблюдается в мае–июне, минимальный – в апреле, в дни окончания снеготаяния на болоте. В некоторые годы в это время в течение 2–5 дней отмечается отток грунтовых вод со стороны болота к первой надпойменной террасе.

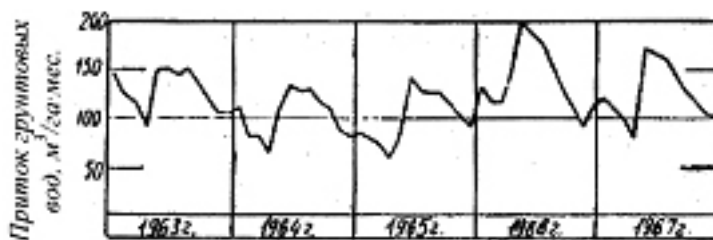


Рис. 29. Изменение притока грунтовых вод на пойменное болото во времени

Грунтовые воды на прилегающей к болоту территории восполняются только атмосферными осадками, поэтому следует ожидать тесной связи между величиной оттока воды к болоту и осадками.

Анализ показал, что зависимость весьма тесная (коэффициент корреляции 0,87), под влиянием осушения характер ее меняется: точки до осушения и после осушения аппроксимируются разными прямыми, пересекающимися на графике в год проведения осушительных работ (рис. 30). Этот график может быть использован для определения через тангенс угла наклона кривых величины дополнительного питания болота.

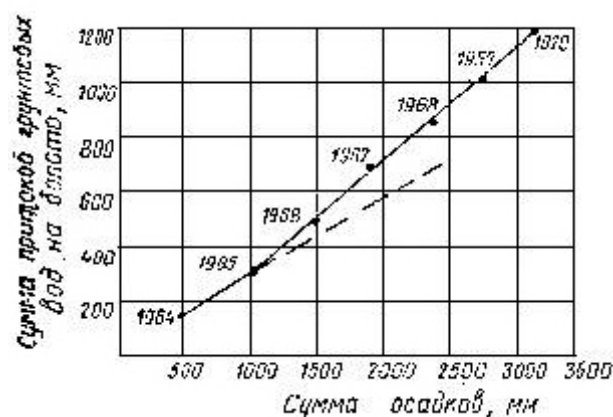


Рис. 30. Интегральный график связи притоков грунтовых вод на осушаемое болото с осадками

Увеличение притоков грунтовых вод под влиянием осушения произошло в основном за счет стока летнего периода, в зимние периоды величины грунтового стока остались практически неизменными (рис. 31), в весенний период при затоплении поймы притоки незначительные (в отдельные дни уклоны потока отрицательные).

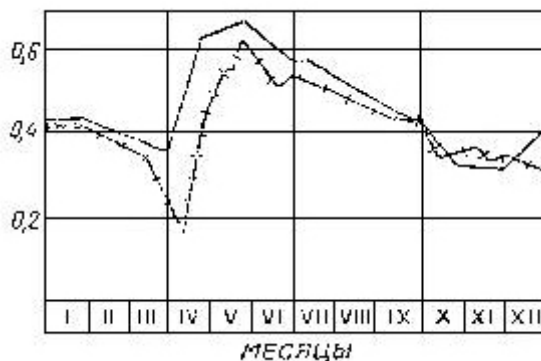


Рис. 31. Разность между притоком и оттоком грунтовых вод на осушаемое болото в разные годы



Таким образом, при осушении отдельных низинных болот под сельскохозяйственное использование следует ожидать:

- а) снижения уровней грунтовых вод на 35–60 см на расстоянии до 1,5 км и на 10–20 см на расстоянии до 3 км от болот;
- б) незначительного изменения составляющих водного баланса на прилегающих к болотам территориях, возрастания уклонов подземных вод и, как следствие этого, увеличения площади бассейна грунтовых вод, разгружающегося в пределах болота;
- в) увеличения на 6% подземного притока на болото.

Для оценки влияния мелиорации на уровни грунтовых вод могут использоваться связи их с климатическим дефицитом увлажнения (разность между испаряемостью и осадками).

Для скважин, находящихся в пределах болот и на их ближайшей окраине, зависимость между глубинами залегания уровня грунтовых вод выражена двумя прямыми: одна для периода до осушения, вторая – после осушения (рис. 32). Для скважин, значительно удаленных от участка осушения, зависимость представлена одной прямой. По этим графикам можно определять глубины залегания уровня грунтовых вод в годы разной водности после проведения мелиораций.



Рис. 32. Зависимость средних (за май–сентябрь) глубин залегания уровня грунтовых вод в скважине № 15 от разности между осадками и испарением:  
1 – до осушения; 2 – после осушения

Хорошие результаты дает метод корреляционных связей между уровнями воды в скважинах с одинаковым режимом грунтовых вод, одна из которых размещена вне зоны осушения (рис. 33). Для периодов до и после осушения точки ложатся на две пересекающиеся прямые, угол между которыми характеризует изменение уровней под влиянием мелиорации.

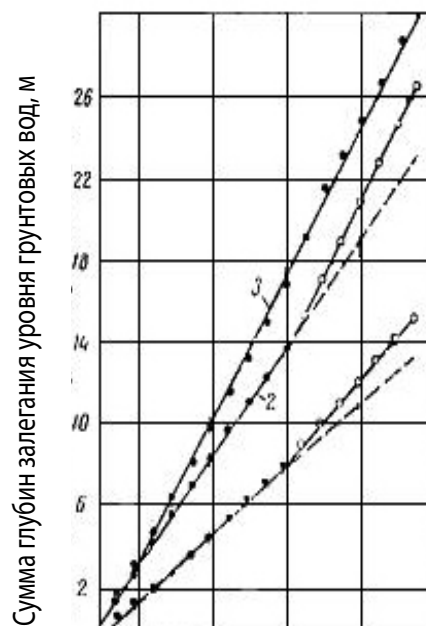


Рис. 33. Интегральные кривые изменения глубин стояния уровня грунтовых вод до и после осушения: 1 – для скважины №15; 2 – для скважины №16; 3 – для скважины №23

Перспективен и метод интегральных кривых глубин залегания уровней грунтовых вод. На рис. 33 показаны три кривые связи: одна из них построена для скважины № 23, расположенной вне зоны влияния осушительной системы, остальные – для скважин, расположенных в пределах этой зоны. Для скважин с режимом, нарушенным в результате осушения, изменение сумм уровней залегания грунтовых вод характеризуется двумя пересекающимися прямыми. По углу расхождения прямых можно судить о влиянии осушения на режим грунтовых вод.

Как показывает сравнение, расчет по всем трем методам приводит к сопоставимым результатам (табл. 14).

Таблица 14

**Изменение уровней грунтовых вод  
за май–сентябрь под влиянием осушения, см**

Метод	Понижение уровней в годы							
	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970	среднее
1	30	30	10	34	37	31	28	28
2	44	25	1	15	26	14	42	24
3	30	30	10	40	30	30	30	29

Работа осушительной сети обеспечила дополнительное понижение уровней в пределах массива в среднем на 25–45 см, благодаря чему

достигнута необходимая для лесопаркового хозяйства норма осушения. Более интенсивно осушена лишь узкая полоса вдоль отрегулированного русла реки. В летне-осенний период грунтовые воды территории залежали на глубине 0,4–1,2 м.

Как показывают наблюдения, на прилегающей к осушаемому массиву территории влияние осушительной системы постепенно ослабевает по мере удаления от осушаемого массива (на расстоянии 200 м  $\Delta H = 17\text{--}25$  см; 600 м –  $\Delta H = 8$  см), окончательно затухая на расстоянии 1,5 км.

### **4.3. Вертикальный водообмен грунтовых вод на болотах**

Согласно современным представлениям, основанным на теоретических и экспериментальных исследованиях процесса фильтрации, абсолютных водоупоров нет (можно говорить лишь об относительных водоупорах или о разделяющей водоносные горизонты толщине слабопроницаемых пород), смежные водоносные горизонты гидравлически связаны и образуют единый водоносный комплекс. Роль болотных массивов в питании и разгрузке глубоких горизонтов может меняться вместе с изменением не только климатических условий в пределах болотных массивов, но и гидродинамического режима глубоких горизонтов, основная область питания которых может быть удалена на значительные расстояния от болот.

Основными показателями при установлении степени участия подземных вод в водно-минеральном питании болот являются фильтрационные свойства грунтов в основании торфяной залежи и соотношения уровней смежных водоносных горизонтов (считая в качестве первого – горизонт болотных вод), определяющих, согласно закону Дарси, величину водообмена. Имеют значение также коэффициенты фильтрации торфяной залежи и грунтов смежного напорного горизонта. Роль водоупоров внутри залежи могут выполнять пограничный горизонт торфа и отдельные прослои повышенной минерализации, иловатые отложения и сапропели под торфом.

**Болота с нисходящими токами воды** характеризуются залеганием уровня грунтовых вод выше уровня подземных вод в подстилающих торфотложениях. На рис. 34 приведен гидрогеологический разрез верхового болота Виевис, расположенного в водораздельной котловине в районе г. Вильнюса. Торф мощностью до 3 м подстилается заиленными тонкозернистыми и мелкозернистыми песками и супесями.

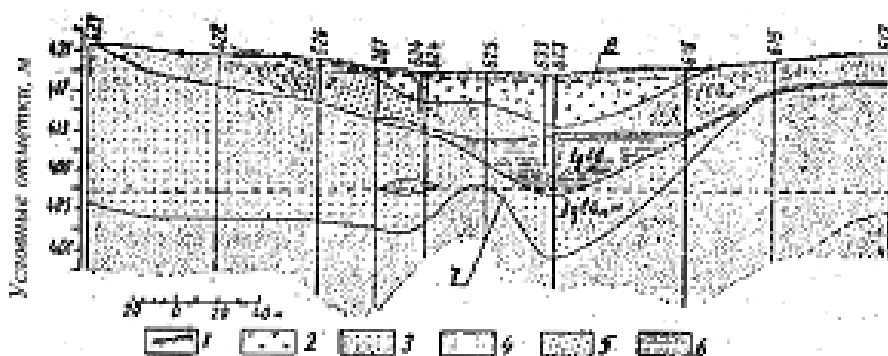


Рис. 34. Гидрогеологический разрез болота Виевис: 1 – почва; 2 – торф; 3 – гравий; 4 – песок; 5 – супесь; 6 – глина; 7 – уровень грунтовых вод; 8 – уровень болотных вод

Уровни болотных вод в течение года колеблются в пределах 0–60 см от поверхности земли. Грунтовые воды, вскрытые скважинами в пределах болота и на его периферии, залегают на 6–7 м ниже дна болота. Поток грунтовых вод имеет слабый уклон в сторону реки. Уровни болотных вод почти на 10 м превышают уровни подземных вод, но вода не уходит с болота.

Грунтовые воды не участвуют в водно-минеральном питании болота. Наличие свободной ёмкости в песках ниже подошвы торфяника позволяет использовать её для сброса воды из осушительной сети через поглощающий колодец с отстойником.

Аналогичная связь наблюдается в режиме уровней грунтовых вод на низинном болоте в долине реки Страницы на Карельском перешейке. Торфяная залежь мощностью до 8 м залегает на заиленных супесях. Изменения уровней грунтовых вод на болоте и в приболотном поясе имеют идентичный характер. Различия в интенсивности колебания уровней связаны с различной мощностью зоны аэрации, которая сглаживает влияние погодных факторов. За пределами болота колебания слабо выражены, что объясняется дренированием пород глубоко врезанным ручьем. Разница в уровнях грунтовых вод болотных отложений и подстилающих супесей достигает 7 м. Наличие заиленного ложа, плохо пропускающего воду, и общая слабая дренированность территории обуславливают существование болота. Подземные воды не принимают участия в водном питании болота, наоборот, часть грунтовых вод поступает на окрайках болота в подземные воды.

Как отмечается многими болотоведами, ложе болота является важным болотообразовательным фактором. Таким оно было в начальном периоде болотообразования в голоцене (примерно 12 тыс. лет назад), таким остается для многих болот, особенно низинных, донные. Торфяная залежь в той или иной мере взаимодействует благодаря

вертикальному водообмену с подстилающими торф и сапрпель геологическими породами и подземными водами.

Отмечаемый во многих работах пограничный горизонт в основании торфяной залежи, сильно заиленный и закальматированный до состояния водоупора имеет мощность до 20–50 см, редко более, скорость его образования 0,2–0,5 мм/год. На низинных болотах, возможно, под влиянием изменения направления водообмена при наличии напорных вод, этот горизонт более проницаем.

Примером болота с *практически совпадающими уровнями вод* на болоте и в подстилающих отложениях является низинное болотое Коялю в Литве, расположенное в водораздельной котловине. Уровни грунтовых вод на прилегающих склонах превышают уровни болотных вод, происходит подпитывание ими и напорными водами болота (рис. 35).

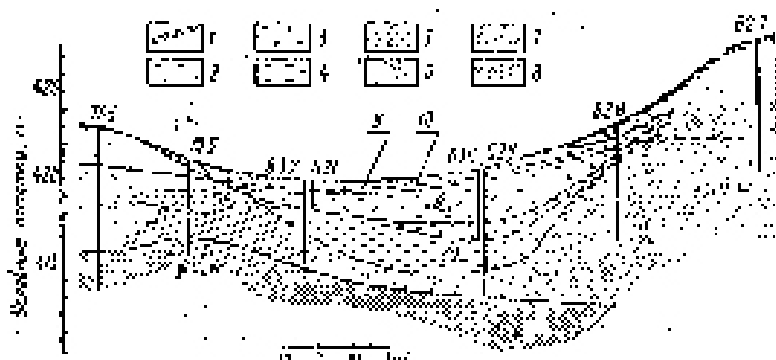


Рис. 35. Гидрогеологический разрез болота Коялю: 1 – почва; 2 – торф; 3 – озерный мергель; 4 – ил; 5 – гравий; 6 – песок; 7 – супесь; 8 – суглинок; 9 – уровень грунтовых вод; 10 – уровень болотных вод

Разгрузка грунтовых вод происходит за счет их поступления в болотную гидрографическую сеть и испарения. Разность в уровнях повышается в зимний период в связи со снижением уровней болотных вод при промерзании болота (рис. 36).

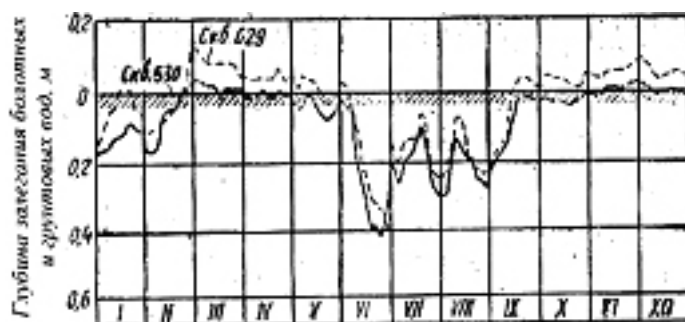


Рис. 36. Кривые колебания уровней грунтовых (скважина 630) и вод флювиогляциальных отложений

Аналогичная картина наблюдается в заболоченных поймах мелких рек при отсутствии разгрузки глубоких водоносных горизонтов.

Более сложным примером связи болота с восходящими токами воды служит Худяковское болото, расположенное вдоль одноименного ручья в 20 км к востоку от г. Иркутска. Геологическое строение массива: торф мощностью до 1,6 м подстилается суглинками мощностью до 3,8 м с прослоями песков. Суглинки залегают на песчаниках, выклинивающихся в пределах болота. Ниже залегают бурые глины мощностью 2–6 м, покрывающие сплошным чехлом мощную толщу юрских конгломератов с песчано-глинистым заполнителем. Коэффициент фильтрации торфа менее 0,4 м/сут, конгломератов – 4,3 м/сут.

Уровни грунтовых вод в подстилающих торфяник отложениях имеют более низкие отметки по сравнению с болотными водами. Поэтому *болото подпитывает нижележащие водоносные горизонты*.

Болотные воды имеют характер сезонной верховодки: они появляются в начале мая над мерзлым слоем торфа, летом их уровни опускаются ниже поверхности земли на 50–60 см. Лишь в декабре–январе в процессе промерзания торфа за счет миграции влаги к фронту промерзания уровни снижаются до 2,7 м и находятся в тесной связи с метеорологическими факторами и глубиной промерзания (рис. 37).

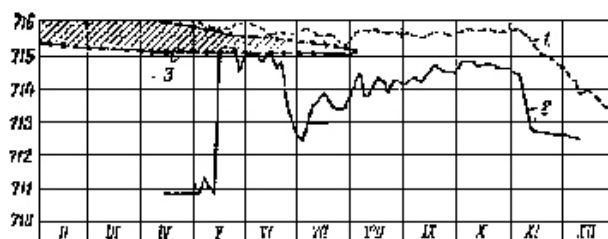


Рис. 37. Изменение уровней болотных (1), грунтовых вод (2) и глубины промерзания торфа (3) на Худяковском болоте. Заштрихован промерзший слой грунта

Помимо атмосферных осадков и склонового стока в питании болота принимает участие верховодка, а также частично родниковые воды, поступающие из юрских песчаников в ручей выше участка. За год родниковый сток составляет 65,7 мм.

Водоносный горизонт в юрских конгломератах имеет местную напорность, уровни грунтовых вод залегают на глубине более 6,3 м; поток грунтовых вод с уклоном 0,005 имеет общее направление к реке. Годовая амплитуда колебания уровней грунтовых вод не превышает 0,5 м, режим их довольно постоянный. Отдельные подъемы и спады

уровней с амплитудой до 0,2 м связаны с изменениями барометрического давления.

Водный баланс болота за гидрологический год характеризуется следующими цифрами: осадки 693 мм, суммарный сток 142 мм, подземный (родниковый) сток 66 мм, в зимние месяцы родниковый сток образует наледь, русловой сток отсутствует. Годовая величина испарения составила около 400 мм.

Более сложная связь подземных вод с болотными водами наблюдается на болоте грунтового питания со стороны склонов на стационаре академика С.Э. Вомперского и др. (1988). На рис. 38 приведен гидрогеологический разрез территории.

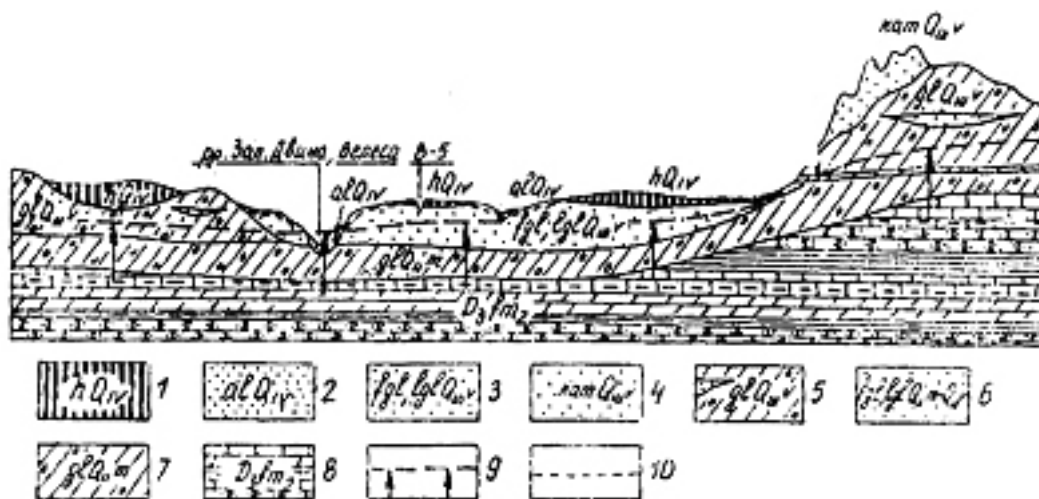


Рис. 38. Гидрогеологический профиль района исследований: 1 – водоносный горизонт современных болотных отложений; 2 – современно-четвертичный аллювиальный водоносный горизонт (пески, супеси, галечники с прослоями суглинков и глин); 3 – валдайский надморенный водно- и озерно-ледниковый водоносный горизонт (разнозернистые пески, реже супеси); 4 – водоносные камовые отложения валдайского возраста (пески с прослоями суглинков, глин, супесей); 5 – валдайский ледниковый водоупор (валунные суглинки), воды спорадического распространения в валдайской морене (линзы песков); 6 – валдайско-московский флювиогляциальный водоносный горизонт (пески с прослоями глин и алевритов); 7 – московский ледниковый водоупор (валунные, местами опесчаненные, суглинки); 8 – верхне-фаменский (хованско-лебединский) водоносный горизонт верхнего девона (переслаивание водоносных песчаников, выщелоченных трещиноватых и закарстованных доломитов и известняков с мергелями и глинами); 9 – ориентировочное положение пьезометрического уровня напорных вод верхнедевонских отложений; 10 – уровень грунтовых вод

Наблюдается общее падение пьезометрических уровней и движения подземных вод на юго-запад от Валдайской возвышенности, являющейся здесь основной областью питания этих вод, к долинам Западной

Двины и ее притоков. Положение пьезометрического уровня девонских вод по отношению к дневной поверхности, по данным имеющихся эксплуатационных и отдельных гидрогеологических скважин, показано на рис. 38. Водоносный горизонт напорный. Величина напора в районе составляет 40–70 м.

Характер пьезометрического уровня девонских вод свидетельствует о наличии достаточно тесной гидродинамической связи артезианских вод с грунтовыми и поверхностными в зоне долины реки Велесы. Что касается даже незначительного участия этих вод в формировании стока водотоков меньшего порядка (руч. Коновский, р. Комендоровка и др.) и осушительных систем, то это представляется маловероятным. Влияния на создание условий дополнительного увлажнения и заболачивания участков междуречных пространств артезианские воды здесь не оказывают.

Основной источник грунтового питания водотоков – валдайский надморенный водно- и озерно-ледниковый водоносный горизонт. За исключением участков, перекрытых торфяниками и аллювиальными отложениями, горизонт является первым от поверхности. Глубина залегания уровня воды от 1 до 5 м. Мощность водовмещающих отложений (разнозернистые пески, реже супеси) достигает 20 и более метров, преобладает мощность – 3–10 м. Относительным водоупором служат московские и местами валдайские валунные суглинки.

**Болота напорного питания** охарактеризованы на примере участка Картагонского болота в Иркутской области. Болотный массив площадью около 9,1 тыс. га расположен в долине р. Картагон, притока р. Китой.

В геологическом строении принимают участие юрские и четвертичные отложения. Первые (мощность до 350 м) представлены песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и углей; вторые – аллювиальными отложениями песков и супесей (до 5 м), залегающими на галечниках (до 2–9 м). Мощность торфа не превышает 1,2 м, местами торф залегает на тяжёлых пылеватых суглинках.

Наблюдения за режимом грунтовых вод проведены по 14 скважинам, расположенным кустами, для изучения взаимосвязи водоносных горизонтов в песчаниках юры, в галечниках и суглинках аллювия, а также в торфе. Торф преобладает травяной, хорошо разложившийся. Объемная масса 0,4–0,54 г/см<sup>3</sup>, плотность 1,7–2,2 г/см<sup>3</sup>, скважность 72–79%. Коэффициент фильтрации пород характеризуется следующими значениями: торф – 0,04, торфяно-суглинистые отложения – 0,004, аллювиальные пески и супеси – 4,8–5,4, юрские песчаники – 1,8–25,2 м/сут.



Подземные воды юрских отложений имеют гидравлическую связь с грунтовыми водами аллювия. Верхняя часть юрских отложений слабо обводнена (дебиты до 0,5 л/с), воды напорные, разведочные скважины фонтанируют. Воды до глубины 60–100 м слабо минерализованы (0,2–0,5 г/л), имеют гидрокарбонатно-кальциево-магниевый состав, на глубине 100–200 м встречаются хлоридно-натриевые воды с минерализацией до 3–10 г/л, связанные с соленосными породами, нижнекембрийских отложений. Подземные воды аллювия характеризуются минерализацией 0,2–0,3 г/л.

Режим уровней подземных вод водоносных горизонтов (рис. 39) связан с глубиной промерзания грунтов, количеством выпадающих осадков и водоотдачей из снега. Понижение уровней зимой происходит синхронно с распространением мерзлоты; за период промерзания торфа (максимальная глубина промерзания около 1 м наблюдается в марте) уровни грунтовых вод понижались со средней интенсивностью 7,7 мм/сут (снизились на 1,25 м), интенсивность промерзания составила 5,8 мм/сут. Снижение уровней грунтовых вод зимой обусловлено миграцией влаги к фронту промерзания, количество мигрировавшей влаги приблизительно составляет 37,5 мм.

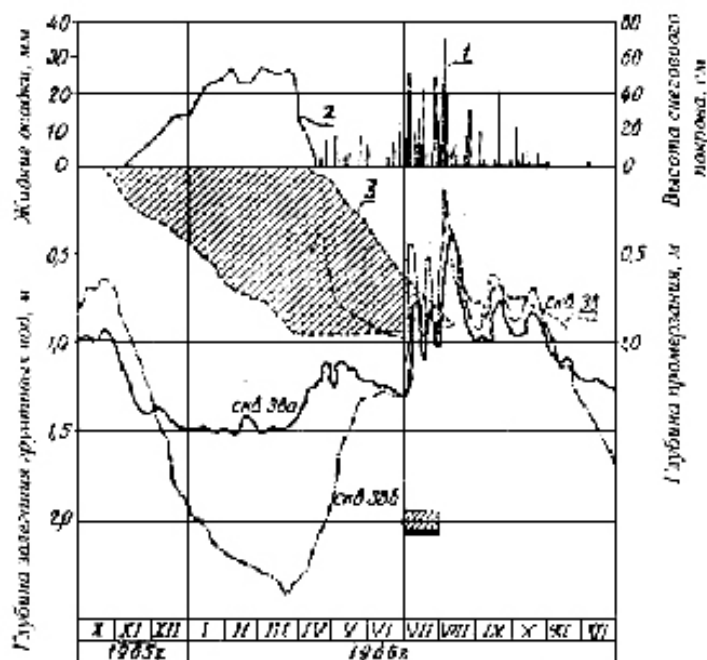


Рис. 39. Зависимость колебания уровней болотных (скважина 38б), грунтовых (скважина 38а) и напорных (скважина 38) вод на Картагонском болоте от режимообразующих факторов: 1 – осадки; 2 – высота снежного покрова; 3 – верхняя и нижняя границы промерзшего слоя; заштрихован промерзший слой грунта

Вследствие потерь влаги на влагонакопление в промерзшем слое торфа и отсутствия инфильтрационного питания, уровни грунтовых вод в конце зимы залегают на минимальных отметках. Уровни воды юрских отложений зимой превышают горизонты воды аллювиальных галечников на 0,1–0,6 м, а последние превышают уровни воды покровных суглинков на 0,1–0,5 м. Болото характеризуется восходящими токами воды, то есть напорным типом питания.

Подъем уровней грунтовых вод в конце зимы начинается задолго до перехода среднесуточной температуры через 0°C – уже в конце марта. Основная причина этого – приток влаги со стороны напорных вод, которые при нарастании слоя сезонной мерзлоты расходовались на покрытие дефицита влаги, возникавшего при ее миграции в зону промерзания. В скважине 386 в течение апреля при стабилизировавшейся мощности промерзшего слоя уровни грунтовых вод поднялись на 0,5 м, что эквивалентно изменению запасов влаги в зоне грунтовых вод, равному 15 мм.

В дальнейшем (в конце апреля–мае) подъем уровней грунтовых вод происходит за счет таяния снега, выпадения осадков и, в меньшей мере, за счет поступления напорных вод. Принципиальное отличие водного режима болот данного района состоит в том, что не только зимой, но и весной уровни грунтовых вод не поднимаются до подошвы мощного слоя мерзлоты. Лишь летом в период интенсивного выпадения дождей грунтовые воды в отдельные годы поднимаются в промерзший горизонт, сохраняющийся на глубине 70–90 см до конца июля–августа.

После снеготаяния и до наиболее дождливого периода (VII–VIII месяцы) уровни грунтовых вод колеблются незначительно и зависят от соотношения между испарением и выпадающими атмосферными осадками. Глубина залегания грунтовых вод в этот период составляет более 1 м.

Резкие изменения в режим уровней вносят летние дожди; под их влиянием грунтовые воды в июле–августе поднимаются и залегают даже на осушаемом болоте на глубине 20–50 см от поверхности. В этот период отмечается обратная связь между пьезометрическими уровнями и уровнями грунтовых вод: грунтовые воды подпитывают смежные водоносные горизонты. В конце лета и осенью уровни грунтовых вод колеблются незначительно, причем напорные воды принимают лишь небольшое участие в питании грунтовых вод.

Таким образом, режим грунтовых вод характеризуется глубоким понижением уровней зимой, слабым весенним и резким летним

подъемом грунтовых вод. Подобный, но менее выраженный характер изменения уровней свойствен и нижележащим водоносным горизонтам.

Годовая амплитуда колебания уровней грунтовых вод составляет: в суглинках – 1,8–2,6 м, в аллювиальных галечниках – 1–1,1 м, в юрских песчаниках – 0,8–1 м.

Максимальные уровни грунтовых вод наблюдаются в середине вегетационного периода, глубина залегания грунтовых вод в это время составляет 0,2–0,5 м, что меньше рекомендуемых норм осушения. Влияние неглубоких и редких каналов на грунтовые воды незначительное.

Приближенный расчет водного баланса болота, оконтуренного нагорно-ловчим каналом, приведен в таблице 15.

Таблица 15

**Водный баланс Картагонского болота за март–октябрь**

Элементы баланса	Приход, мм	Расход, мм
Атмосферные осадки	484,8	–
Запас воды в снеге	67	–
Приток подземных вод	59,2	–
Испарение	–	333,2
Изменение запасов влаги в зоне аэрации и слое грунтовых вод	–	189,2
Дренажный сток	–	88,7
Итого	611,1	611,1

Подземные воды в водном питании болота составляют 9,7% от приходной части баланса, а дренажный сток – 14,5% от расходной части баланса. Болото характеризуется грунтово-напорным питанием. Назначение осушительной сети (неглубокие редкие каналы) не ограничивается удалением избыточных грунтовых вод. Нагорно-ловчий канал с площадью водосбора 2,8 км<sup>2</sup> за год отвел 136 тыс. м<sup>3</sup> воды. Если бы его не было, весь склоновый сток пошёл бы на увлажнение болота, что эквивалентно дополнительному питанию в размере 68 мм/год. Воды склонового стока поступают в нагорный канал с конца марта до октября, лишь в конце мая и до июля канал пересыхал. Максимальные расходы воды зарегистрированы в апреле.

К этой категории болот относятся низинные болота южной части Мещерской низменности. На рис. 40 приведен геолого-гидрогеологический разрез через пойму и надпойменные террасы реки Оки.

Торфяники в пойме, включая её притеррасную часть, как правило, подстилаются песками с включением гравия, гальки и щебня, чередующимися с невыдержанными по простиранию маломощными прослоями и линзами глин, суглинков и супесей. Мощность песков колеблется

от 1–2 до 20–25 м. Водоносные пески не имеют выдержанного водоупорного ложа и залегают на различных стратиграфических горизонтах четвертичных и дочетвертичных отложений. Воды вскрываются большей частью на глубине 1–3 м, в прибрежных частях поймы воды залегают на глубине 6–9 м. Положение зеркала грунтовых вод тесно связано с уровнем воды в реке.

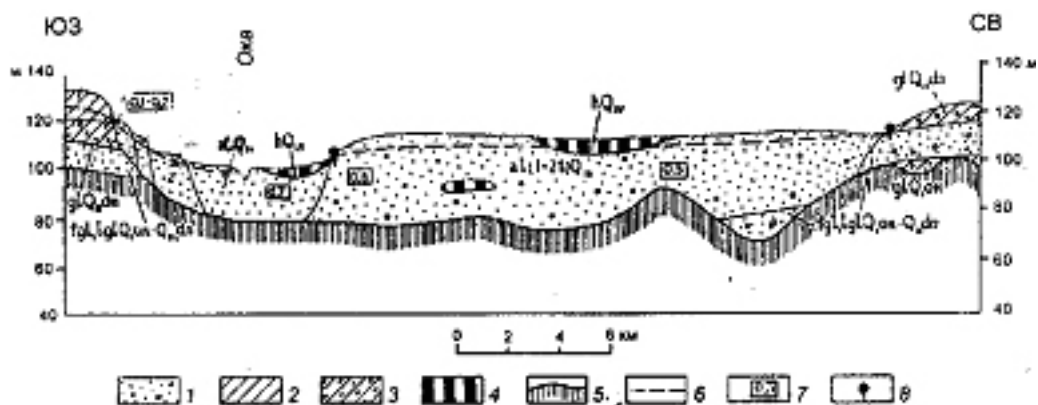


Рис. 40. Схема залегания водоносных отложений поймы и надпойменных террас реки Оки: (Я.А. Сыроквашина) 1 – пески разномерные с гравием и галькой; 2 – суглинки лёссовидные; 3 – суглинки валунные; 4 – торф; 5 – дочетвертичные отложения; 6 – уровень грунтовых вод; 7 – вероятный дебит, л/с; 8 – естественный дренаж грунтовых вод

Поток грунтовых вод обычно направлен к руслу, величина уклона зеркала грунтовых вод в пойме р. Оки в пределах Мещерской низменности составляет 0,0001–0,0002, а в прирусловой части – 0,002–0,01. Питание подземных вод современных аллювиальных отложений происходит за счет атмосферных осадков и паводковых вод, а также путем подтока вод из древнеаллювиальных, флювиогляциальных и дочетвертичных, включая каменноугольные отложения.

Грунтово-напорное питание рассмотрим на примере одного из низинных болот древней поймы р. Яхромы (Московская область). Торф на болоте осоково-гипновый, подстилается на глубине 2 м заиленными аллювиальными песками, залегающими, в свою очередь, на нижнемеловых песках и юрских глинах. Верхняя толща аллювиальных отложений слоистая, встречаются отложения сапропеля, прослойки суглинков и глин. Объёмная масса торфа изменяется до 0,29 в верхнем слое до 0,10–0,13 г/см<sup>3</sup> на глубине 1 м. Плотность торфа 1,48–1,58 г/см<sup>3</sup>, скважность 81–92%. Коэффициент фильтрации торфа на глубине 1 м равен 0,39 м/сут. Болото осушено закрытыми дренами, уложенными на глубине 1 м на расстояниях 30–35 м одна от другой.

Грунтовые воды залегают летом на глубине 60–80 см, в августе их уровни понизились до глубины заложения дрен – 100 см. После выпадения осенних дождей грунтовые воды поднимались до глубины 40–60 см. Эти данные получены по скважинам, размещенным на середине междурений, около дрен грунтовые воды постоянно залегают на 10–30 см глубже.

В таблице 16 приведен расчёт водного баланса для слоя торфа мощностью 1 м. Основной расходный элемент в летний период – испарение. Приток грунтовых и напорных вод составляет 0,49 мм/сут (15% от величины осадков). Эти воды расходуются летом в основном на испарение.

Таблица 16

**Водный баланс болота в центральной пойме р. Яхромы**

Расчетный период	Глубина залегания грунтовых вод, см		Элементы баланса, мм					
	в начале периода	в конце периода	осадки	изменение запасов влаги		дренажный сток	суммарное испарение	разность между притоком и оттоком грунтовых вод
				в зоне аэрации	в слое грунтовых вод			
1–20/VI	69	79	8,8	+8,0	–77	3,3	64,5	–9,0
21/VI–10/VII	79	73	40,2	+17,1	+50	4,6	52,6	+13,4
11–31/VII	73	84	32,9	+57,6	–94	6,0	57,5	+23,6
1–20/VIII	84	104	23,3	161,6	–176	1,3	56,6	–9,8
21–31/VIII	104	39	201,0	–484,6	+560	4,4	16,8	+27,6
Итого	–	–	306,2	–	–	19,6	248	+45,8

Болото характеризуется грунтово-напорным типом водного питания. Пробуренные в 500 м от участка глубокие скважины показали, что уровни подземных вод, залегающих в аллювиальных песках, имеют напорность (пьезометрические уровни выше поверхности земли на 1,2 м и выше уровней грунтовых вод примерно на 2 м). Интенсивность перетекания напорных вод при мощности относительного водупора (супеси и суглинки) 7 м и его среднем коэффициенте фильтрации 0,002 м/сут по расчету примерно составляет 0,5 мм/сут.

Напорное питание иногда наблюдается на значительных площадях и носит *региональный характер*. Наряду с ним наблюдается местный, *локальный характер* разгрузки напорных вод в местах выхода

водоносной толщи на поверхность земли (эрозионный тип разгрузки) в глубоко врезанных руслах рек и оврагов. (В этих местах отметки напора минимальные, поскольку понижены при выходе воды), а также на участках гидрогеологических «окон» в водоупорной кровле или подошве. Последние связаны с тектоническими разломами или с эрозионными врезами древней гидрографической сети. Здесь могут наблюдаться восходящие источники (родники).

Разгрузка подземных вод в реках и морях в виде «скрытых» очагов в аллювиальных отложениях прослеживается по понижению пьезометрических уровней по сравнению с прилегающей территорией. Водоёмы и водотоки могут в отдельные периоды дренировать, в другие – подпитывать подземные воды.

Таблица 17

**Краткая характеристика опытных участков и величина подземного питания**

Болота	Геоморфологическая приуроченность	Характеристика подземных вод	Мощность торфа, м	Объемная масса торфа, г/см <sup>3</sup>	Коэффициент фильтрации торфа, м/сут	Подземное питание за май–октябрь, мм/сут
Варбла	Склон возвышенности коренных пород	Грунтовые и напорные в ордовико-силурийских отложениях	0,7	0,25	0,27	0,42
Кээни	Склон древней долины	Грунтовые и напорные в девонских отложениях	3	0,17	0,28	0,54
Пала	Склон и подножье кама	То же	3	0,19	1,08	1,41
Сайда	Подножье склона оза	То же	3	0,16	1,62	2,12
Выйсте	Склон и подножье берегового вала	То же	0,5–2	0,21	–	2,55

Низинные торфяники подстилаются мелко- и среднезернистыми песками ( $k = 3,4–11,4$  м/сут) и валунной супесью ( $k = 0,2–0,3$  м/сут). Напорные воды превышают уровень болотных вод в ордовико-силурийских отложениях в среднем на 1 м, в девонских отложениях на 0,5–1,5 м и более. Режимные наблюдения по кустам пьезометров глубиной до 16 м показали на тесную связь между уровнями верхних водоносных горизонтов, участвующих в водном питании. На двух объектах в течение 2–3 летних месяцев отмечена обратная связь между уровнями: болота

подпитывают нижележащие водоносные горизонты, имеющие напорность в остальное время года.

Все болота характеризуются интенсивным грунтовым или грунтово-напорным питанием.

Исследования на подобном болоте проведены в Тюменской области. Торфяная залежь мощностью 1,9–2,8 м с осоково-гипновым и осоково-тростниковым торфом со степенью разложения 35–40% в верхнем 0,5-м слое и 10–20% ниже его. Болото залегает на четвертичных отложениях, представленных суглинками и песками. Водоносные горизонты верхнечетвертичных озерно-аллювиальных отложений и нижне-средне-олигоценых отложений куртамышской свиты, перекрытых глиной, образуют единый водоносный комплекс с пьезометрическим уровнем выше уровня грунтовых вод (рис. 41).

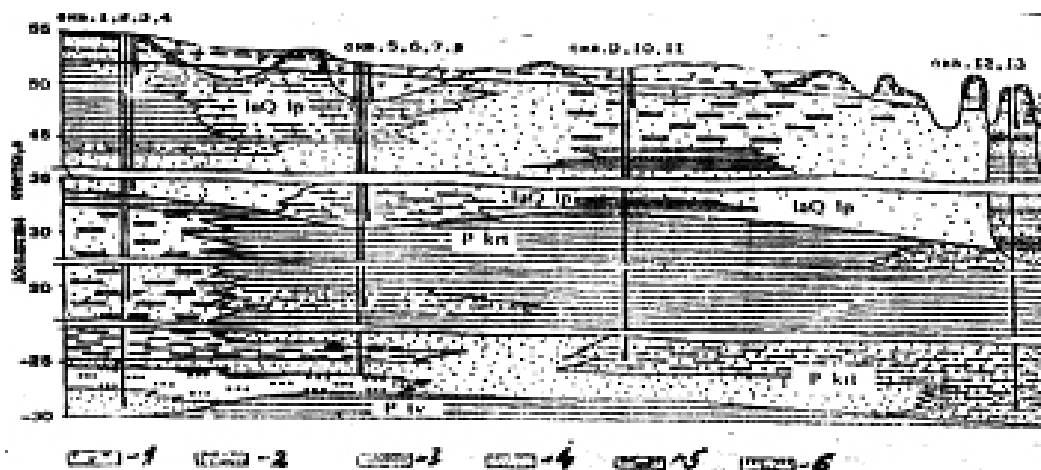


Рис. 41. Гидрогеологический разрез участка Тармановского болота (В.В. Новохатин):

- 1 – торф; 2 – суглинок легкий; 3 – глина;
- 4 – песок; 5 – песок глинистый; 6 – алевроит

Уровни напорных вод (пунктурная линия) располагается выше уровней грунтовых вод (сплошная линия на рис. 42) при глубине их более 0,6 м. Болото характеризуется напорным питанием, составляющим при нормальном осушении 200–300 мм, а при заглублении дрен на глубину 1,8 м – 270 мм и более.

При отсутствии сплошности в водоупоре, особенно часто наблюдаемой при малой его толщине происходит очагами разгрузка напорных подземных вод через так называемые гидрогеологические окна (рис. 42), где наблюдаются сосредоточенные выходы напорных вод. На рисунке 42 приведен характерный гидрогеологический разрез с показом «окон», через которые идет выход воды из подморенных отложений.

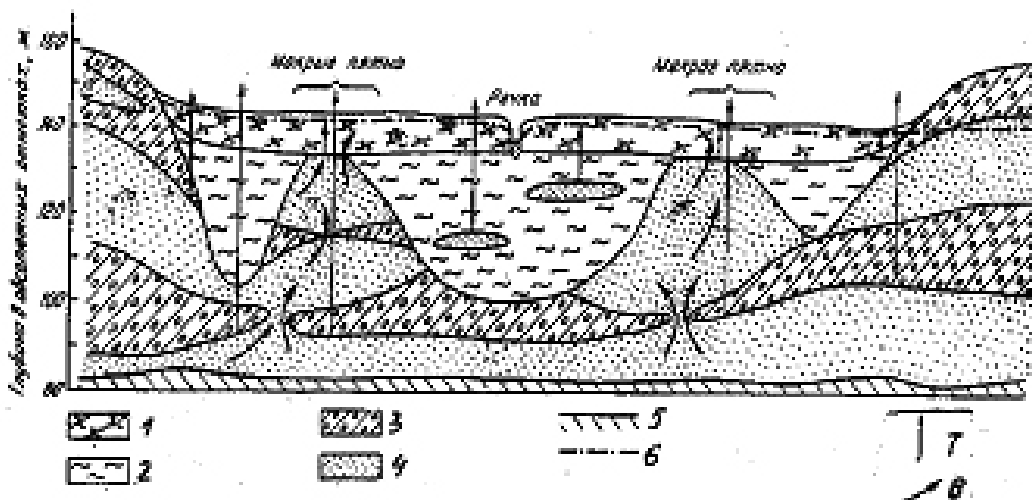


Рис. 42. Гидрогеологический разрез через торфяной массив и озеровидное понижение (по В.В. Шабалинскому и др., 1971): 1 – торф и сапропель; 2 – глины, пески, супеси, илы с линзами песков; 3 – суглинки с гравием (морена); 4 – флювиогляциальные пески; 5 – коренная порода; 6 – уровень грунтовых вод; 7 – пьезометрический уровень и напор грунтовых вод; 8 – направление движения напорных вод

При отсутствии сплошности в водоупоре, особенно часто наблюдаемой при малой его толщине происходит очагами разгрузка напорных подземных вод через так называемые гидрогеологические окна (рис. 42), где наблюдаются сосредоточенные выходы напорных вод. На рисунке 42 приведен характерный гидрогеологический разрез с показом «окон», через которые идет выход воды из подморенных отложений. Там же показаны просматриваемые на болоте мокрые пятна, приуроченные к местам скрытой разгрузки напорных вод. Характерно, что бывшие песчаные берега и острова озера стали местами разгрузки поступающих напорных вод.

Характерный гидрогеологический разрез через речную долину с притеррасным болотом показан на рисунке 43. Болото Чисто-Борского торфяного месторождения имеет длину около 20 км и ширину 1,5–2,0 км. Грунтовые воды дренируются рекой Волгой, протекающей в 4–5 км от болотного массива. Болото помимо грунтового питания со стороны второй надпойменной террасы (хорошо выражена кривая депрессии) получает водное питание через «окна» в размытом чехле суглинисто-супесчаных отложений низкой водопроницаемости. Местная напорность грунтовых вод вызвана наличием болота на пути движения грунтовых вод из-за низкой водопроницаемости торфа по сравнению с песком. На рисунке 43 четко выделены пьезометрические уровни в местах наличия сплошного водоупора и его отсутствия.



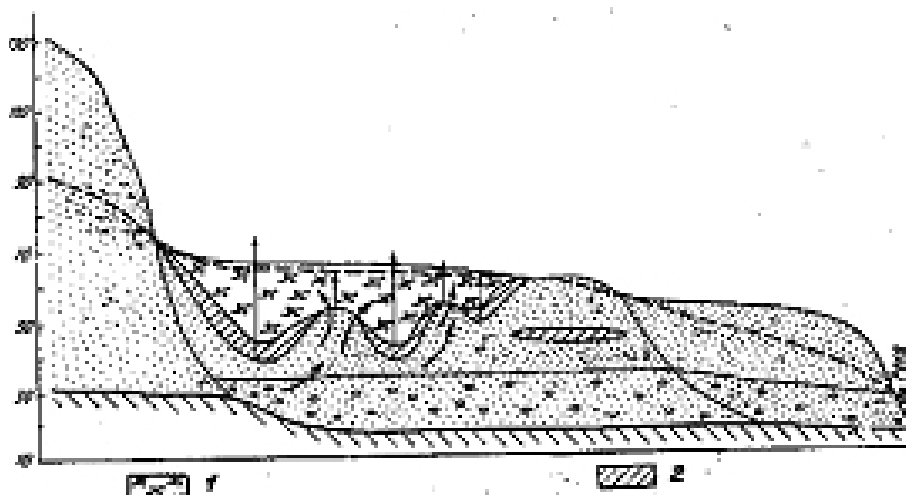


Рис. 43. Гидрологический разрез через долину крупной реки с низинным болотом (по В.В. Шабалинскому и др., 1971): 1 – торф; 2 – суглинок, супесь; остальные обозначения на рисунке

Следует отметить, что с напорными подземными водами связано формирование болот и большинства почв Барабинской низменности, расположенной в междуречье Оби и Иртыша. Эта обширная котловина мощностью более 1 км до юрских глинистых отложений заполнена песками, супесью и алевритами, насыщенными водой. Водоносные горизонты, приуроченные к плиоценовым, олигоценным и верхнемеловым отложениям, напорны и взаимосвязаны, они образуют единый водоносный комплекс. Подземные воды характеризуются напорами до 5–27 м выше поверхности земли, минерализацией 0,3–3 г/л, воды гидрокарбонатно-натриевые, хлоридно-натриевые и сульфатно-карбонатные. Получают они питание в горах Алтая и Салаира, подпитываются водами Васюганья и Приобского плато, а разгружается верхняя часть потока в долине р. Иртыш. С этими водами связаны процессы заболачивания и засоления почв, образование солодей, феномен «грива-болото». Приболотный пояс характеризуется максимальной концентрацией солей, поступающих с напорными водами из-под торфа при возрастании напора за счёт местных вод и разгружающихся около грив, когда поверхностный сток болота иссякает. В современных условиях подземное питание оценивается величиной 5–20 мм (до 50 мм). По расчетам П.С. Панина, с минерализованными подземными водами в почву поступает более 9 т/га солей в год. В книге Т.Н. Елизаровой и др. (1999 г.) справедливо отмечается, что в заболачивании земель Западной Сибири участвует приток грунтовых вод и «питание с восходящим током от глубинных артезианских вод».

Резюмируя, необходимо ещё раз отметить, что приток подземных вод зависит от типа заболоченных котловин. В таблице 18 приведены данные воднобалансовых исследований, выполненных под руководством автора на болотах в разных районах бывшего СССР.

Таблица 18

**Приток подземных вод на осушаемые болота в вегетационный период  
(май-сентябрь месяцы)**

Геоморфологическая приуроченность болот	Названия опытных болот	Приток подземных вод, мм/сут
Поймы рек	Олех, Ценциха, Картагонское, Маргю, Пасейрис	0,45–1,75
Подножья склонов	Кальское, Добролюбово, Варбла, Кээни, Пала, Сайда, Выйсте	0,42–2,55
Котловины на склонах	Щеголево, Хурба, Худяковское, Коялю	0,02–0,40
Понижения на водоразделах	Пешта, Витянишкес, Виевис	0,000–0,006

По роли подземных вод в водно-минеральном питании ( $p_{\Gamma}$  мм/сут) согласно водному балансу болота можно разделить на пять групп: отсутствует питание  $p_{\Gamma} < 0,01$ ; слабое питание  $p_{\Gamma} < 0,2$ ; среднее  $p_{\Gamma} = 0,2-0,6$ ; сильное  $p_{\Gamma} = 0,6-1,5$ ; очень сильное питание  $p_{\Gamma} > 1,5$ .

#### 4.4. Водный режим осушаемого низинного болота

Для характеристики водного режима осушаемой низинной торфяной почвы в качестве примера ниже приведены результаты наблюдений на болоте Кальском в южной части Мещерской низменности (Рязанская область). Болото расположено на первой надпойменной террасе р. Оки, недалеко от впадения в нее р. Солотчи. Рельеф спокойный, средний уклон поверхности равен 0,003.

Мощность торфяной залежи 1–3,5 м. Преобладает ольховый и березовый торф с примесью тростникового и осокового. Степень разложения органического вещества торфа в слое 0–150 см 35–55%, в пахотном слое – около 40%. Зольность торфа высокая: в верхнем 25-сантиметровом слое 23–44%, ниже – в пределах 11–24% в расчете на сухое вещество. Плотность торфа 1,6–1,9 г/см<sup>3</sup>. Коэффициент фильтрации 1,5–2,0 м/сут, водоотдача приведена на рис. 9.

Торф подстилается аллювиальными тонкозернистыми песками. Подошва торфяной залежи в отдельных местах отделяется от песка слабоогненным суглинком. Грунтовые воды гидравлически связаны с водами мощной толщи (около 20 м) песков и подземными водами, заключенными в подстилающих их известняках карбона. Поток грунтовых

вод направлен в сторону реки, уклон его от 0,002 до 0,006. Болото осушено в 1952–1956 гг. каналами разной глубины.

Наличие на болотном массиве со сравнительно однородными почвенно-геологическими условиями осушительных каналов широкого диапазона глубин, создающих различное понижение грунтовых вод, дало возможность проследить влияние последних на водный режим болот. Наблюдения проводили за всеми основными элементами водного баланса.

Под влиянием осушения водный режим болота коренным образом изменяется; вместе с ним изменяется направление и ход почвообразовательных процессов. По классификации А.А. Роде осушенные болота отнесены к полуболотному подтипу водного режима. Этот подтип он характеризует следующим образом: «Питание грунтово-атмосферное с дополнительным поверхностным или без него. Сквозное промачивание многократное в течение года. Почвенный сток почти постоянный. Постоянное грунтово-капиллярное увлажнение почвенного профиля. Пределы колебания влажности: в верхней половине почвенного профиля от полной влагоёмкости (ПВ) до влажности разрыва капилляров (ВРК), в нижней – от ПВ до наименьшей влагоёмкости (НВ)».

В пределах этого крупного подтипа можно выделить ряд подразделений, приняв за основу глубину понижения уровня грунтовых вод, оказывающую решающее воздействие на водный режим почвенного слоя и, как справедливо указывает И.Н. Скрынникова, на биохимические процессы в почве.

**Летний период.** Влажность торфяной почвы в вегетационный период зависит от глубины стояния грунтовых вод, воднофизических свойств почвы, количества осадков, испарения возделываемой культуры. Вместе с изменением влажности почвы изменяется и ее аэрация, которую можно определить как разность между полной влагоёмкостью и текущим запасом влаги в почве.

Между влажностью и глубиной стояния грунтовых вод существует хорошо выраженная зависимость, характер которой различен в разные периоды года. Во влажные периоды (осенью, летом во время дождей) связь между влажностью и глубиной грунтовых вод носит четко выраженный параболический характер (рис. 44).

На рис. 45 сопоставлены значения полной и предельной полевой влагоёмкости с фактическими запасами влаги в торфяной почве при разных уровнях грунтовых вод.

При уровне грунтовых вод ниже 120–140 см в отдельные засушливые периоды влажность почвы может снизиться ниже ее оптимума, в другие же годы она будет находиться близко к оптимальной, водный

режим почв в этом случае зависит в основном от распределения осадков во времени.

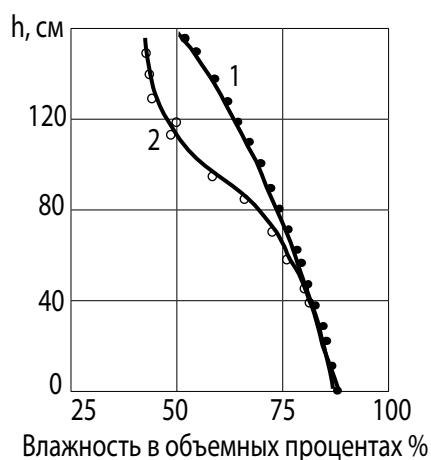


Рис. 44. Типичные эпюры влажности почвы: 1 – при капиллярном насыщении; 2 – в засушливый период

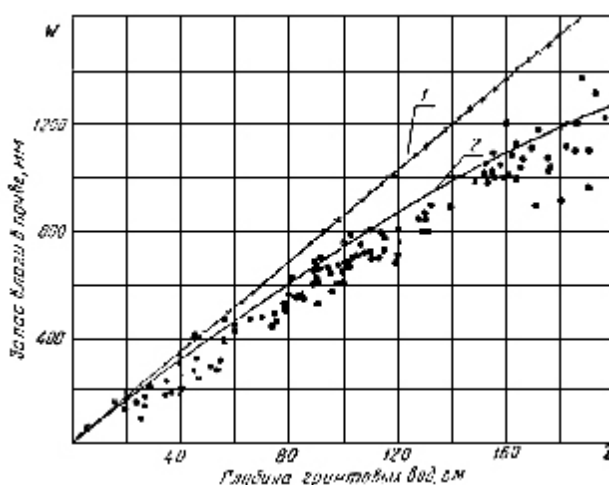


Рис. 45. Зависимость запасов влаги в почве от глубины грунтовых вод: 1 – полная влагоёмкость; 2 – предельная полевая влагоёмкость

При уровнях грунтовых вод 150–190 см для овощей и 120 см для трав даже при предельном насыщении зоны аэрации влагой, а также на торфах с высокими капиллярными свойствами, запасы влаги в пахотном слое не превышают оптимальных для культур значений. В таблице 19 сопоставлены запасы продуктивной влаги с водовмещающей и водоудерживающей способностями торфяной почвы.

Таблица 19

**Предельные запасы влаги в торфяной низинной почве в мм по слоям в зависимости от глубины стояния грунтовых вод**

Показатели	Глубина стояния грунтовых вод, см					
	50	100	120	150	180	200
Водовмещающая способность (ПВ)						
Слой 0–50	437,0	429,8	426,8	422,5	426,0	416,2
Слой 0–80	–	690,7	685,2	680,5	679,3	669,9
Слой 0–100	–	866,8	859,5	852,3	851,4	838,7
Водоудерживающая способность (ППВ)						
Слой 0–50	395,4	348,3	327,7	293,7	255,9	227,3
Слой 0–80	–	580,4	548,5	496,8	439,3	396,4
Слой 0–100	–	743,7	705,0	642,0	572,7	521,0
Наибольший запас продуктивной влаги						
Слой 0–50	273	228	208	174	137	111
Слой 0–80	–	387	356	306	249	209
Слой 0–100	–	501	465	404	335	286

Запас продуктивной влаги подсчитан как разность между запасами, соответствующими ППВ и ВЗ (влажности завядания). Последняя принята равной 28% от полной влагоёмкости торфа, на основании осреднения значений ВЗ, определенных на болотах со сходными водно-физическими свойствами многими исследователями.

При глубине грунтовых вод 145 и 170 см наблюдалось проникновение корневой системы капусты на 90 см, при глубине 80 см на 50 см и т.д (В.М. Игнатьева). Растения с мелкой корневой системой могут страдать от засух, особенно в начале освоения болота, т.к. в дальнейшем воднофизические свойства и водный режим торфа изменяются в благоприятном для растений направлении.

Запас влаги при уровне грунтовых вод 120 см даже при максимальном наблюдаемом среднесуточном суммарном испарении (5 мм) достаточен для развития растений на 42 дня, а и слое 0–100 см – на 93 дня; при глубине грунтовых вод 200 см – соответственно на 22 и 57 дней. Фактически же суммарное испарение влаги значительно меньше.

В сухие периоды наибольшая потеря влаги на испарение отмечается в верхних горизонтах, а на некоторой глубине влажность почвы остается неизменной. Эта глубина определяется уровнем стояния грунтовых вод. Можно считать слой мощностью 60–80 см над грунтовыми водами при глубоком их стоянии практически не подверженным влиянию испарения (конечно, в условиях данного района), возникающий дефицит влаги в нем быстро компенсируется интенсивным капиллярным подпитыванием.

Во время выпадения дождей поступающая в почву вода, как правило, насыщает до ППВ верхние горизонты и постепенно проникает вниз. Перераспределение влаги в зоне аэрации и связанное с ним изменение уровней грунтовых вод продолжается в течение значительного времени после выпадения осадков (подъем грунтовых вод отмечается иногда в течение 1–2 дней после выпадения осадков). Подъем (так же как и спад) уровней носит плавный характер, без скачков. Если весной при капиллярном насыщении почвы отмечается подъем грунтовых вод вне зависимости от глубины их стояния практически в любой дождь, то в летний период некоторые дожди не оказывают никакого влияния на уровни грунтовых вод.

При подъеме уровней грунтовых вод не все свободные поры заполняются водой, часть пор остается занятой воздухом (*защемленный воздух*). На уровне грунтовых вод защемленный воздух занимает в среднем 5,6% объема почвы, при подъеме грунтовых вод доля объема,

занимаемого им, снижается. При подъеме уровней на 40 см она составляет 2,7, на 100 см – 1,6%.

В табл. 20 приведен баланс влаги в слое 0–50 см под оголенной поверхностью за отдельные периоды.

Таблица 20

**Баланс влаги в слое 0–50 см**

Периоды	Средняя глубина грунтовых вод, см	Осадки	Испарение	Изменение влагозапасов, мм	Влагообмен с нижележащими слоями, мм	
		мм			приток	отток
2–8.VI	56	9,1	20,2	-3,7	7,4	-
9–17.VI	49	31,4	25,3	-0,1	-	6,2
18.VI–10.VII	69	16,5	70,4	-39,0	14,9	-
11–20.VII	92	0,2	31,1	-23,1	7,8	-
21–31.VII	101	13,2	26,3	-10,1	3,0	-
1–5.VIII	104	28,5	15,6	+10,0	-	2,9
6–14.VIII	85	31,7	17,4	+3,7	-	10,6
15–18.VIII	75	2,5	5,4	-3,4	-	0,5
19–22.VIII	76	13,4	9,6	+1,4	-	2,4
Итого за 82 дня	-	146,5	221,3	-64,3	33,1	22,6

Поступление влаги в верхний слой со стороны грунтовых вод, как видно из табл. 20, было невелико. Дефициты влажности в почве в основном компенсировались часто выпадающими дождями. Иная картина наблюдалась в более сухом году, особенно под покровом сельскохозяйственных культур.

Для отдельных непродолжительных периодов, вследствие неизбежных ошибок измерений, балансы могут носить несколько приближенный характер, средние же величины и связанные с ними суммарные с достаточной точностью отражают действительность.

При глубоком осушении в вегетационный период растения полностью использовали выпавшие осадки.

Даже при наличии интенсивного подпитывания снизу оптимальная влажность могла бы быть достигнута при глубине стояния уровней грунтовых вод менее 90–120 см для трав и 150–190 см для овощей. Фактически же величина подпитывания невелика и в отдельные периоды влажность в слое 0–80 см снижается под влиянием превышения испарения над грунтовым подпитыванием и осадками до 70% при глубине стояния грунтовых вод  $H = 90$  см, до 60% при  $H = 120$  см, до 35% при  $H = 180$  см.

На рис. 46 показана влажность торфа в изоплетах. Из этих данных видно, что в верхних горизонтах даже при мелком осушении (понижение уровней грунтовых вод до 120 см) влажность почвы в отдельные

периоды снижается до 30%, при глубоком осушении отмечалось снижение влаги до ВЗ в слое до 20–50 см.

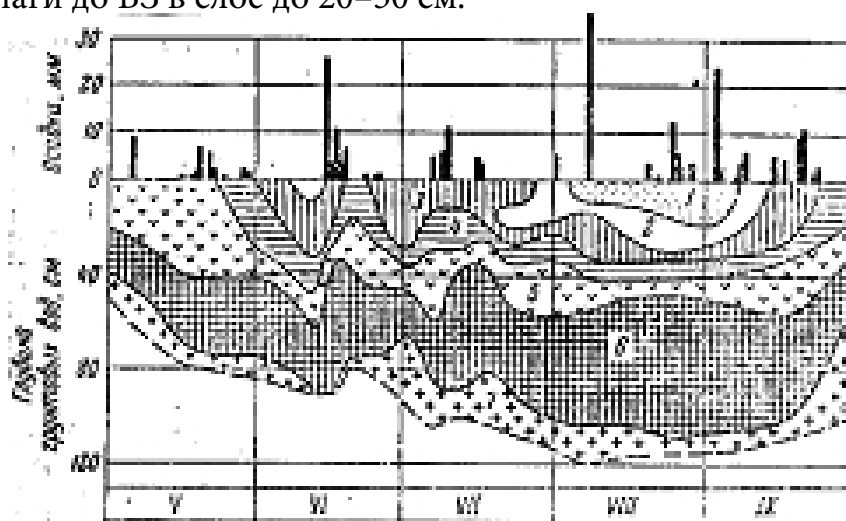


Рис. 46. Динамика влажности торфяной почвы осадков и уровней грунтовых вод в летний период. Запасы влаги в % от объема почвы: 1 – 20–30%; 2 – 30–40%; 3 – 40–50; 4 – 50–60; 5 – 60–70; 6 – 70–80; 7 – 80–90%; пунктирная линия – горизонт грунтовых вод

Анализ эпюр влажности показал, что в течение вегетационного периода оптимальная влажность обеспечивается при глубинах стояния грунтовых вод 70–100 см. Наибольший запас продуктивной влаги, кроме гидротермических условий и ВЗ, определяется капиллярными свойствами почвы и глубиной грунтовых вод.

При глубоком уровне стояния грунтовых вод в летний период развитие растений (и, следовательно, и их урожаи) зависят главным образом от осадков. В засушливые годы в районах с малыми летними осадками растения неминуемо будут страдать от недостатка влаги, т.е. от переосушки.

Наибольший недостаток влаги растения ощущают при глубоком стоянии уровней грунтовых вод, если сухие периоды приходится на начало вегетации, когда корневая система еще слабо развита. Во второй половине лета засуха менее губительна, т.к. к этому времени растение уже укоренилось и корневая система обеспечивает его влагой из глуболежащих слоев. В таблице 21 приведен баланс влаги в торфяной почве за вегетационный период.

Как следует из таблицы 21, суммарное испарение за период с 5 мая по 15 октября (164 дня) в 1,4–1,5 раза превышало осадки, запасы влаги к середине осени уменьшились на 32–118 мм, хотя во влагообмене с нижележащими слоями зоны аэрации преобладал значительный

приток влаги над оттоком – в пределах 35–82 мм. Отток влаги из корнеобитаемого слоя 80 см имел место только в начале лета.

Таблица 21

**Баланс влаги в слое 0–80 см под различными культурами, мм**

Периоды	Средняя глубина грунтовых вод, см	Эффективные осадки	Испарение	Запасы влаги в слое			Влагообмен с нижележащими слоями	
				начальный $W_H$	конечный $W_K$	разность $W_K - W_H$	приток	отток
<b>Подсолнечник</b>								
5–15.V	66	9,5	41,9	619	564	-55	-	22,6
16–31.V	78	19,2	40,2	564	538	-26	-	5,0
1–15.VI	88	0	42,4	538	511	-27	15,4	-
16–19.VI	84	52,1	5,3	511	546	+35	-	11,8
20–25.VI	81	0	16,6	546	523	-23	-	6,4
26–30.VI	90	0	12,8	523	512	-11	1,8	-
1–5.VII	96	0	18,0	512	503	-9	9,0	-
6–10.VII	97	27,3	8,9	503	524	+21	2,6	-
11–15.VII	96	0	16,5	524	516	-8	8,5	-
16–31.VII	102	15,1	81,4	516	466	-50	16,3	-
1–15.VIII	109	37,3	61,9	466	461	-5	19,6	-
16–31.VIII	110	28,7	39,8	461	452	-9	2,1	-
1–16.IX	108	39,1	20,0	452	473	+21	1,9	-
17.IX–15.X	99	53,1	28,7	473	501	+28	3,9	-
Итого за 164 дня	-	281,4	434,4	-	-	-118	80,8	45,8
<b>Картофель</b>								
5–15.V	125	9,5	34,7	497	482	-15	10,2	-
16–31.V	142	19,2	33,8	482	482	0	14,6	-
1–15.VI	155	0	24,7	482	469	-13	11,7	-
16–30.VI	158	52,1	25,9	469	493	+24	-	2,2
1–15.VII	156	27,3	43,4	493	485	-8	8,1	-
16–31.VII	162	15,1	91,1	485	444	-41	35,0	-
1.VIII–1.IX	167	66,0	108,6	444	451	+7	49,6	-
2–16.IX	169	39,1	24,2	451	450	-1	-	15,9
17.IX–15.X	164	53,1	18,9	450	465	+15	-	19,2
Итого за 164 дня	-	281,4	405,3	-	-	-32	129,2	37,3

Приток воды в корнеобитаемый слой из нижележащих горизонтов и со стороны грунтовых вод на втором участке ( $H = 150–170$  см)



был на 48,4 мм больше, чем на первом ( $H = 90\text{--}110$  см). Это объясняется, по-видимому, вынужденным проникновением корней картофеля в поисках влаги на глубину более 80 см, так как водопотребление подсолнечника и картофеля примерно одинаковое.

Средняя за летний период интенсивность подпитывания влагой активного слоя почвы составляла 0,49 мм/сут при  $H = 90\text{--}110$  см и 0,79 мм/сут при  $H = 150\text{--}170$  см. Расход влаги на испарение на первом участке покрывался в основном за счёт влагозапасов в почве.

Перенос влаги прямо пропорционален градиентам влажности и температуры: влага движется к более сухим горизонтам и к более холодным. Градиенты влажности в активном слое почвы тем больше, чем ближе к поверхности залегают грунтовые воды.

В летние периоды при глубине залегания грунтовых вод около 100 см градиенты влажности между горизонтами 20 и 100 см составляют в среднем около 40 мм/м, при  $H = 170$  см градиенты вдвое меньше – 20 мм/м (рис. 47).

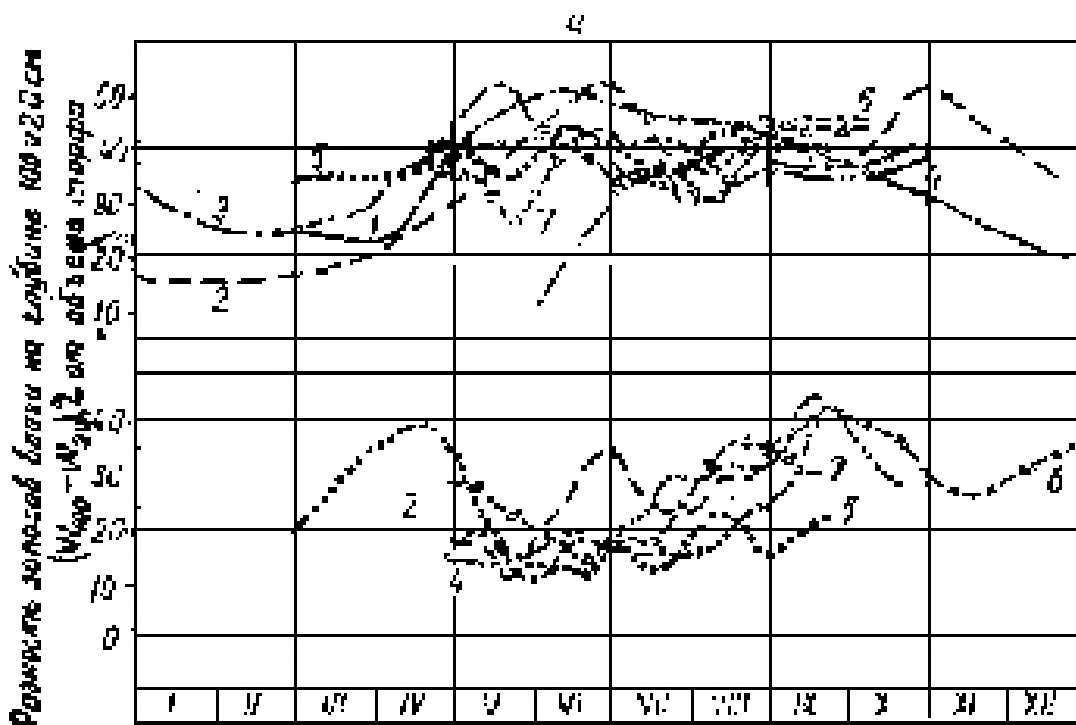


Рис. 47. Изменение разности между влажностью торфа на глубине 100 см и 20 см во времени на болоте в Мещере: а – участок с глубиной залегания грунтовых вод около 100 см; б – то же, 170 см; цифры у кривых – годы наблюдений

Поэтому с уменьшением глубины залегания грунтовых вод следует ожидать пропорционального увеличения притока влаги. Однако

линейный характер этой связи нарушен, так как коэффициент влагопроводности зависит от влажности, кроме того, на приток влаги оказывает влияние корневая система растений.

Составление послойных водных балансов зоны аэрации позволяет определить направление и расход передвигающейся по вертикали влаги и установить роль каждого горизонта в водообмене с атмосферой и грунтовыми водами. Для этого необходимо иметь материалы по расходу влаги на верхней или нижней границе зоны аэрации и изменению запасов влаги по горизонтам. Начиная с верхнего слоя по глубине рассчитывается величина влагообмена в мм через каждый слой. При подходе к уровню грунтовых вод по нижнему балансовому слою может быть определена величина питания грунтовых вод ( $f_r$ ) за время  $\Delta t$  и разность между притоком и оттоком грунтовых вод, или местное их пополнение, которое по А.В. Лебедеву (1976):

$$f_r = \frac{(Q_2 - Q_1)\Delta t}{F}, \quad (60)$$

где  $F$  – площадь балансового участка.

Расчет баланса влаги по горизонтам дает возможность составить схему движения влаги в зоне аэрации за вегетационный период (рис. 48).

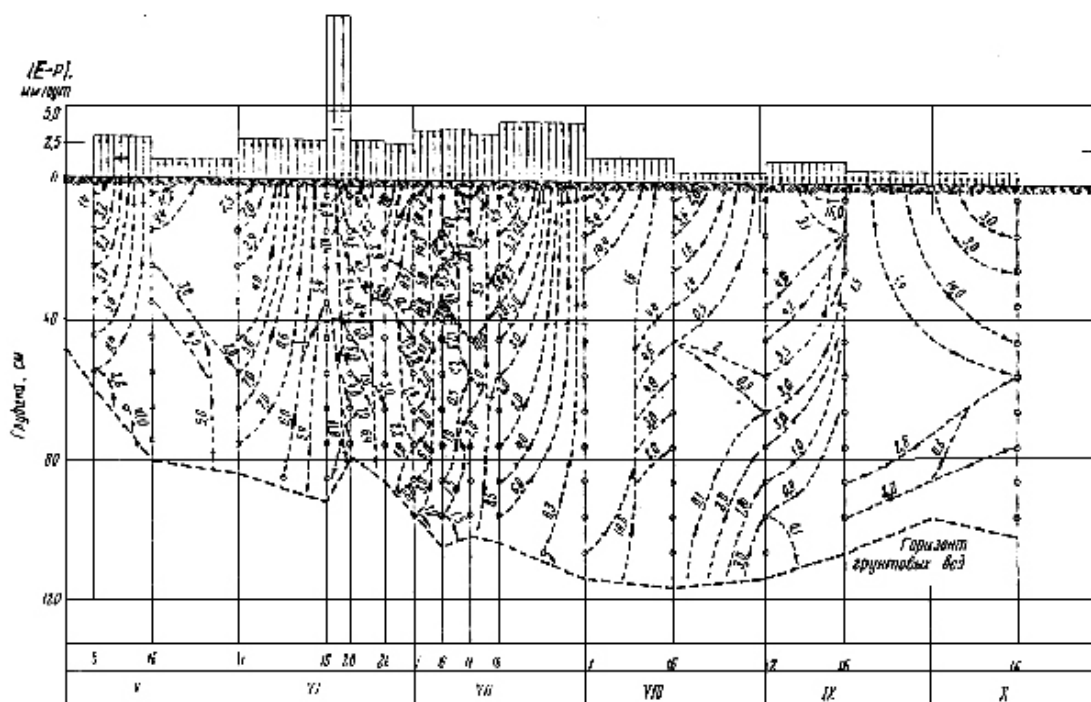


Рис. 48. Схема миграции влаги в почве (точками показаны горизонты; цифры около стрелок – влага в мм) и дефицит влаги (E-P)

Для облегчения анализа схемы, приводим краткую характеристику пункта с точки зрения влияния осушительной сети. Поверхность земли возвышается над линией, соединяющей горизонты воды в соседних каналах в летний период, на 130 см (амплитуда колебания горизонтов воды в каналах летом составляет около 5–10 см, поэтому указанное значение с некоторым приближением можно принять постоянным). Эта величина была бы крайним пределом снижения уровней грунтовых вод, если бы отсутствовал постоянный грунтовой приток воды на болото из-за его пределов. В зимний период, когда грунтовые воды почти всецело находятся под влиянием осушительной сети, грунтовые воды в данном пункте превышают урезную линию на 36 см. Эта величина определяется размером подпитывания болота за счет аллохтонных вод и ее с небольшим приближением можно отнести и на летний период. Тогда для данного пункта за предельную глубину, на которую оказывает влияние осушительная сеть, следует считать  $131 - 36 = 95$  см.

Из рис. 48 видно, что в течение первого периода (5–15.V), под влиянием испарения запасы влаги в верхнем 60-см слое снижались, одновременно под действием осушительной сети опустился уровень грунтовых вод. Последнее привело также к потере влаги на глубине 60 см вследствие уменьшения водоудерживающей способности на данном уровне. Всего в грунтовые воды с двух горизонтов (60 и 70 см) поступило 12,6 мм.

Во второй период влияние испарения ограничилось лишь двумя верхними горизонтами, а в результате продолжающегося снижения уровней грунтовых вод под влиянием осушительной сети, произошло перераспределение влаги в нижних горизонтах.

В период 1–16.VI, в результате повышенной испаряющей способности, влага расходовалась на испарение из всего почвенного профиля. Выпавшие осадки в следующий период восполняли дефициты влаги по горизонтам и вызвали подъем грунтовых вод.

В следующие два периода испарение постепенно затрагивало все более глубокие горизонты, а под влиянием каналов происходило снижение уровней грунтовых вод, пока не достигло предельного значения. Снижение продолжалось и далее, но под влиянием испарения имел место постоянный восходящий ток воды от грунтовых вод. Выпадающие осадки нацело поглощались верхним пересушенным слоем почвы.

С уменьшением испаряемости под влиянием напора грунтовых вод, притекающих со стороны, уровень их стал подниматься (в конце

августа), пока не достиг предельного значения. Выпадающие осадки и грунтовое подпитывание постепенно ликвидировали дефицит влаги в зоне аэрации. В дальнейшем водный режим зоны аэрации всецело определялся соотношением между величинами грунтового притока и оттока.

Составление баланса для осушенных массивов показало, что объём стока по каналам в летний период почти равен объёму приточных алохтонных вод. С увеличением глубины каналов возрастает приток грунтовых вод, а следовательно, и объём стока. Поскольку стабилизация уровней на приболотных элементах ландшафта под влиянием устройства каналов происходит в течение значительного времени, приток грунтовых вод к болоту и величина подпитывания зоны аэрации со стороны их за счёт повышенной напорности в первые годы освоения болота больше, чем в последующие.

**Зимне-весенний период.** Краткая характеристика метеорологических условий в годы наблюдений:

Переход среднесуточной температуры через 0°	25.03–9.04
Запас воды в снеге перед таянием + осадки	108–147 мм
Окончание снеготаяния на болоте	10.04–12.04
Оттаивание верхнего (20 см) слоя торфа	21.04–27.04
Накопление суммы положительных среднесуточных температур воздуха после схода снега 130°С (начало посевного периода)	28.04–29.04.

**Подъем грунтовых вод** на болоте начинается одновременно со снеготаянием. Уже в мартовские дни с положительной дневной температурой отмечается повышение уровня грунтовых вод, усиливающееся по мере увеличения водоотдачи из снега. Грунтовые воды достигают наивысшего подъема в дни окончания снеготаяния. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод больше на участках с глубоким их стоянием зимой и меньше на слабоосушенных участках. Кажущийся парадокс вызван тем, что при мелком осушении возможности поднятия уровней лимитируются мощностью зоны аэрации. В этом случае происходит полное насыщение почвенногрунтовой толщи, и часть воды остается на поверхности и стекает. Средняя интенсивность подъема уровня грунтовых вод (см) на 1 мм снеговых и дождевых вод составляет 0,64–0,97. Максимальная величина подъема уровня грунтовых вод составляла 92–136 см (рис. 49).

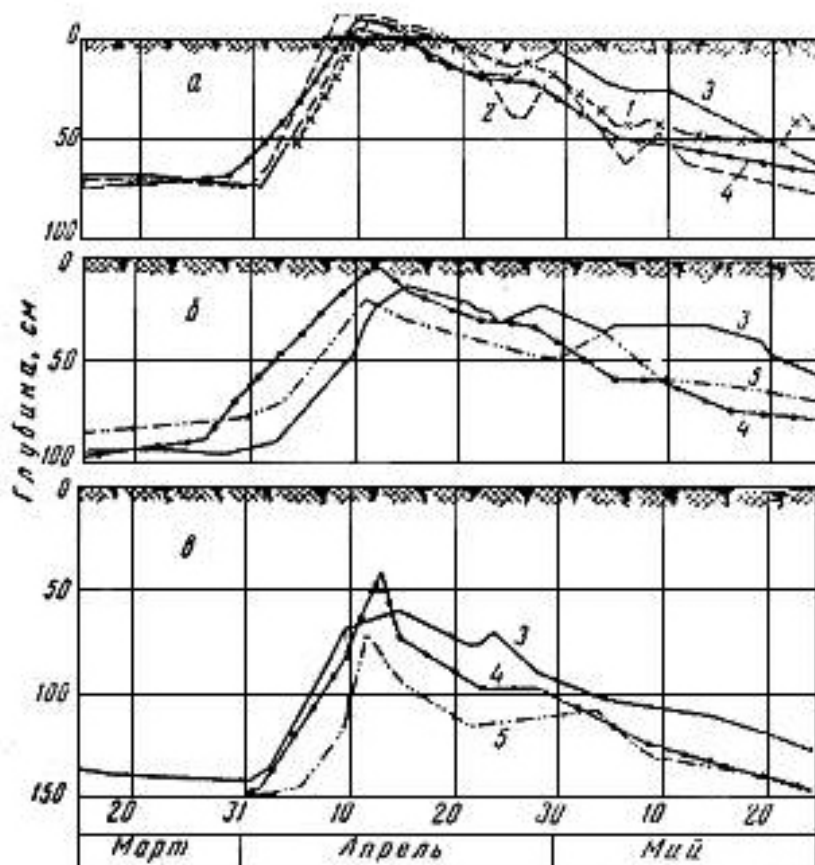


Рис. 49. Изменение глубины грунтовых вод весной на болотах в скважинах, равноудаленных от боковых каналов. Расстояния между каналами, в метрах: а – 200; б – 300; в – 470; цифры у кривых означают годы наблюдений

В интенсивностях подъёма уровней грунтовых вод отмечаются значительные вариации, которые вполне оправдываются неоднородностью почвенногрунтовой толщи в разных пунктах болота, неравномерным залеганием снега и, наконец, значительным различием в условиях инфильтрации, обуславливающей потери талых вод на впитывание.

При максимально возможных в условиях Мещёры запасах воды в снеге уровни грунтовых вод могут подняться за счет местных вод не более чем на 120–140 см. Эти значения близки к оптимальным глубинам понижения грунтовых вод в летний период для основных полевых и овощных культур.

Другая важная характеристика – интенсивность понижения уровней грунтовых вод в весенний период, которая определяется, прежде всего, работой осушительной сети и зависит от расстояний между каналами и их глубины. Для того чтобы можно было производить сельскохозяйственные работы, уровни грунтовых вод должны быть

понижены к посевному периоду на 40–50 см. Необходимая интенсивность понижения грунтовых вод обеспечивалась в средневлажные годы при стоянии их уровней в зимний период на глубине не менее 120–150 см. В этих условиях подъёмы грунтовых вод в пахотный слой в дождливые периоды непродолжительные, допустимые для сельскохозяйственных культур. По характеру водного режима в весенний период наилучшие условия для ведения сельского хозяйства, особенно при возделывании интенсивных пропашных культур, создаются на хорошо осушаемых болотах.

**Влажность торфяной почвы** в начале весны, перед снеготаянием, в верхних промерзших слоях превышает предельную полевую влагоёмкость (ППВ) и часто достигает величины полной влагоёмкости (ПВ), что хорошо видно на рис. 50, где приведены значения влажности для верхнего полуметрового слоя почвы.

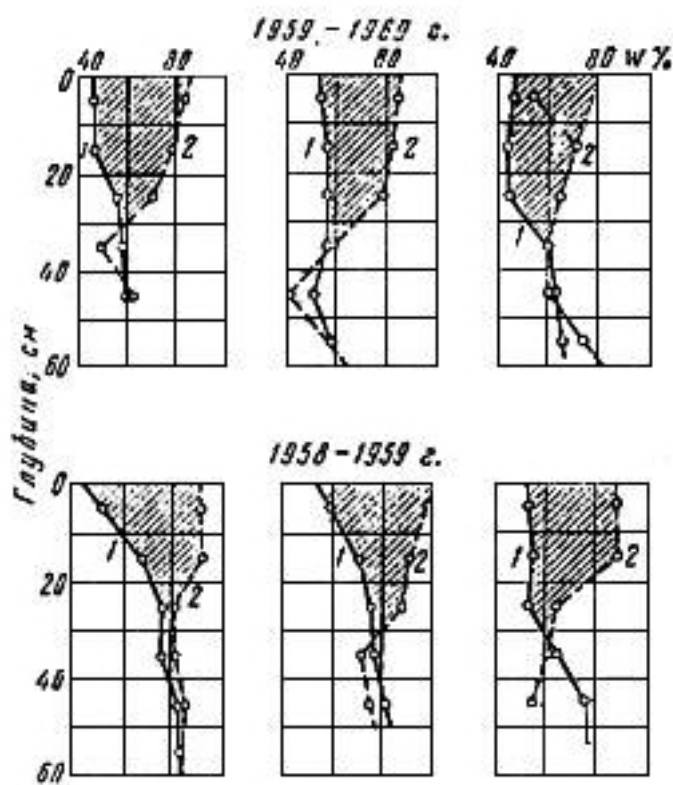


Рис. 50. Характерные эпюры изменения влажности почвы в зимний период:  
1 – в начале зимы; 2 – перед снеготаянием; заштриховано – накопление влаги зимой

Увеличение запасов влаги в верхних горизонтах почвы происходит в основном за счёт ее миграции от грунтовых вод к фронту промерзания; при этом влагонакопление определяется интенсивностью

промерзания почвы. В среднем за годы наблюдений запасы влаги в промерзшем 30-сантиметровом слое торфа увеличивались за зимний период на 73,4 мм, что составляет примерно 0,07 мм на 1° среднесуточной отрицательной температуры воздуха. В начале зимы интенсивность влагонакопления больше, чем в конце ее. Величина накопления влаги практически не зависит от глубины стояния грунтовых вод.

Ниже промерзшего слоя влажность почвы в ранневесенний период примерно равна капиллярной влагоёмкости, так как возникающие в начале зимы за счет интенсивного оттока вверх дефициты влаги постепенно компенсируются. За счет зимней миграции влаги в промерзший слой почвы влажность его на 50–70 мм превышает капиллярную влагоёмкость.

При снеготаянии, продолжающемся в условиях южной Мещеры до накопления среднесуточной температурной суммы около 18°, влажность почвы в верхних горизонтах существенных изменений не претерпевает, в нижних же слоях за счет инфильтрационных вод почва насыщается до ПВ.

При оттаивании торфа избыток влаги сверх капиллярной влагоёмкости, соответствующей глубине стояния грунтовых вод в данный период, сбрасывается в нижние горизонты, а под влиянием испарения начинается снижение влаги в оттаивающем верхнем слое. При этом в пунктах с большей глубиной стояния грунтовых вод этот процесс идет более интенсивно (табл. 22). (Пункты наблюдений характеризовались следующими глубинами грунтовых вод в летний период: 1 – 0,8–1,0 м; 2 – 1,2–1,4 м; 3 – 1,5–2,0 м.)

Таблица 22

**Изменение запасов влаги в 30-сантиметровом слое почвы**

Номер пункта измерения	25.III		14.IV		23.IV		5.V	
	W	Z	W	Z	W	Z	W	Z
1958 год								
1	286,4	98	210,4	50	–	–	216,3	46
2	270,8	80	249,4	27	202,3	40	175,0	54
1959 год								
1	267,2	89	235,6	45	–	–	222,4	56
2	232,4	71	–	–	224,7	35	202,9	60
3	236,0	162	–	–	152,1	95	142,0	120

Примечание. W – запас влаги в почве, мм; Z – глубина стояния грунтовых вод, см

Ниже мерзлого слоя (30 см) вплоть до конца оттаивания почвы влажность близка к ППВ. Иссушение верхних слоев почвы ниже ППВ

начинается в конце апреля при оттаивании верхнего 15–20-сантиметрового слоя торфа. Потери влаги на испарение весной достигают больших значений, так как интенсивность испарения в любой весенний день не снижается ниже 2,0 мм/сут (среднесуточное испарение с поверхности почвы весной составляло 1,9–3,3 мм/сут).

Выпадающие весной дожди ликвидируют дефицит влаги в почве; несмотря на это к концу оттаивания почва оказывается подсушенной, влажность ее в верхних горизонтах падает ниже ППВ. При одних и тех же термических условиях степень иссушения зависит от глубины стояния уровня грунтовых вод, определяемой действием осушительной сети (табл. 23).

Таблица 23

**Влажность почвы (% от ПВ) в конце весны в зависимости от глубины стояния уровней грунтовых вод**

Номер пункта	Дата	Слой, см				Глубина грунтовых вод, см
		0–10	10–20	20–30	30–40	
1	5.V	71	78	80	82	60
1	16.V	70	74	71	76	80
2	5.V	49	54	60	68	120
2	16.V	52	59	64	73	140

Ко времени окончательного размерзания торфяной почвы (середина мая) влажность ее бывает ниже ППВ на 5–15% на участках с глубиной грунтовых вод в зимний период 0,8–1,0 м и на 15–25% – на участках с глубоким осушением (1,5–2,0 м и более). В последнем случае влажность оказывается ниже 65–80% (установленные многими исследователями оптимальные для развития растений значения).

За период снеготаяния вертикальный водообмен поверхностных вод с грунтовыми водами (инфильтрация) составил 79–108 мм. Изменение запаса грунтовых вод составило при балансовом расчете – 99–112 мм, при расчете через водоотдачу 87–99 мм. Разница незначительная.

**Контрольные вопросы**

1. Основные закономерности режима уровней грунтовых вод в течение суток, сезонов и лет на болотах.
2. Связь подъема уровней грунтовых вод с величиной осадков и температурой воздуха.
3. Амплитуды колебания уровней воды на болотах до и после их осушения.



4. Виды взаимосвязи болот с прилегающими территориями.
5. Гидрогеологические разрезы болот с прилегающими территориями.
6. Особенности водного режима болот с нисходящим током воды и его отсутствием.
7. Особенности режима грунтовых вод болот с боковым притоком грунтовых вод.
8. Особенности режима грунтовых вод болот напорного водного питания.
9. Какова роль гидрогеологических «окон» в питании болот?
10. Назовите примерные цифры подземного питания болот в зависимости от геоморфологических условий.
11. Запас влаги и ее баланс на осушаемых торфяных болотах.
12. Эпюры влажности в изоплетах и их назначение.
13. Техника построения схемы миграции влаги в зоне аэрации.
14. Динамика водного режима болот в зимне-весенний период.

## ГЛАВА 5. ТЕОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА

В главе рассмотрены вопросы формирования поверхностного стока на водосборах, грунтового (подземного) стока и поверхностно-грунтового (диффузионного) стока на болотах.

### 5.1. Формирование поверхностного стока

Поверхностные воды – воды, постоянно или временно находящиеся на земной поверхности в форме различных водных объектов (рек, озер, болот и др.). Водное питание они получают преимущественно за счет стока воды по поверхности земли.

#### 5.1.1. Схема образования стока

Образование поверхностного стока после выпадения жидких атмосферных осадков проходит, согласно Н.Е. Долгову, через четыре фазы.

Первая фаза характеризуется отсутствием поверхностного стока, так как все выпадающие осадки расходуются на заполнение водой углублений – борозд, канав и других микропонижений почвы (идёт поверхностная аккумуляция) и на впитывание в почву (*инфильтрация*), часть осадков задерживается на листьях, ветвях и стеблях растений. Эта начальная фаза является бессточной. При продолжительности дождя  $t$ , длительность бессточной фазы составляет  $\tau_1$  (рис. 51).

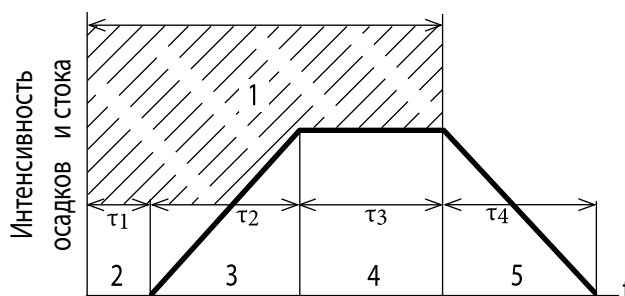


Рис. 51. Схема формирования поверхностного стока: заштрихованы осадки без итриховки – сток

Вторая фаза продолжается от начала появления первых струек (ручeyков) поверхностного стока до момента подхода их к рассматриваемому створу (река, озеро). Это начало поверхностного стока – фаза подъема продолжительностью  $\tau_2$ . В этот период вода поглощается почвой. В третью фазу ( $\tau_3$ ) происходит стекание дождевой воды со всей

площади бассейна, идет поверхностный сток. Поглощение воды почвой постепенно уменьшается. Эта фаза заканчивается в момент прекращения дождя.

Четвертая фаза ( $t_4$ ) представляет спад стока после дождя до его полного прекращения.

Приведенная схема предполагает дождь, достаточный для формирования продолжительного равномерного распределения по площади стока. При кратковременных дождях малой интенсивностью сток не формируется, вся вода расходуется на поверхностную аккумуляцию, инфильтрацию и ограничено на стекание по ручейковой сети.

Уменьшению поверхностного стока на первых фазах его формирования, как ясно из изложенного, способствуют резко выраженный микрорельеф и высокая впитывающая способность почвы, которая зависит от её влажности до выпадения дождя. Согласно многим наблюдениям, до 15–20 мм осадков расходуется на смачивание почвы и растительности, на заполнение водой западин и других неровностей рельефа. Небольшое количество дождевой воды расходуется на испарение в период дождя.

Формирование поверхностного стока при снеготаянии проходит по той же схеме. Только первая фаза носит более затяжной характер. В начале снеготаяния вся вода задерживается в снеге и в понижениях рельефа. Наличие промерзшего слоя почвы и ледяной корки уменьшает просачивание воды в почву, инфильтрация достигает максимальной величины лишь в конце периода снеготаяния.

### 5.1.2. Впитывание воды в почву

Впитывание уменьшается во времени, особенно в начальный период. Интенсивность впитывания хорошо описывается эмпирической формулой А.Н. Костякова

$$\omega_t = k_t \tau = \frac{k_1}{t^\alpha}, \quad (61)$$

где  $\omega_t$  – скорость поглощения воды в момент времени  $t$ ;  $k$  – коэффициент водопроницаемости почвы в тот же момент;  $\tau$  – градиент напора;  $k_1$  – коэффициент водопроницаемости в первую единицу времени;  $\alpha$  – показатель степени, изменяющийся в пределах 0,3–0,8 в зависимости от свойств почвы и её начальной влажности. Чем больше начальная влажность, тем показатель  $\alpha$  становится меньше.

Значение  $k_f$  при впитывании воды постепенно уменьшается, асимметрически приближаясь к постоянному значению – коэффициенту фильтрации грунта, величина которого зависит от его пористости, диаметра частиц и температуры воды. С этими факторами коэффициент фильтрации связан прямой пропорциональностью.

### 5.1.3. Добегание воды

Образующаяся при осадках и снеготаянии вода стекает по поверхности почвы по ручейковой сети, состоящей из мельчайших и мелких извилистых ручейков, часто меняющих свое русло и направление. По ручейкам вода течет по склону, слой воды в ручейках и скорость движения воды в них зависят от общего уклона поверхности: чем он больше, тем быстрее стекает вода. Ручейки доводят воду со склонов в понижения рельефа – лощины, ложбины, а по ним – в более крупные водотоки, ручьи, овраги, балки, лога, малые реки, которые выполняют функции собирателей склонового стока. Они несут воды в крупные реки и моря. Принято различать *склоновое добегание* воды по первичной гидрографической сети и *русловое (продольное) добегание* по основной гидрографической сети. Длина склонового добегания воды изменяется в зависимости от уклонов сотнями метров, длина руслового добегания может составлять сотни и тысячи километров.

Мельчайшей гидрографической сетью занято до 85–95% всей площади водосборного бассейна и только 5–15% её приходится на территорию, непосредственно примыкающую к основной реке и её притокам.

Склоновое добегание по ручейковой сети заканчивается вскоре после прекращения дождя или таяния снега; постепенно прекращается сток по мельчайшей гидрографической сети. Поступившую воду река выносит вниз по течению, сопровождая выходом воды из берегов на поймы в половодья и дождевые паводки.

### 5.1.4. Коэффициент стока

**Коэффициент стока** при таянии снежного покрова обычно больше чем от дождей. При малых запасах снега в южных районах при его таянии поверхностный сток не образуется.

*В гидрологии иногда используется понятие потерь осадков при их стекании по поверхности, которое характеризуют коэффициенты стока  $\eta$  или величиной слоя потерь  $a_{\Pi}$  (мм):*

$$\eta = \frac{h}{P}; \quad a_{\text{п}} = P - h, \quad (62)$$

где  $P$  – слой выпавших осадков, мм;  $h$  – слой стока, мм. Или

$$\frac{a_{\text{п}}}{P} = 1 - \eta. \quad (63)$$

Таким образом, в формировании поверхностного стока принимает участие лишь некоторая часть дождевых и снеговых вод. Эти осадки называют *эффективными, или стокообразующими*. Они составляют в зависимости от географического положения территории процентов от суммы осадков.

Приведенные слова «потери осадков», «эффективные осадки» не случайны, поскольку гидрология исторически формировалась как учение о реках, речном стоке, поэтому все нежелательное для реки относили к потерям.

### 5.1.5. Метод изохрон

Для математического описания формирования поверхностного стока используется метод изохрон. Добегание воды на речных бассейнах изображают в виде *изохрон* – линий одновременного добегания, которыми речной бассейн подразделяется на площадки с одинаковым временем добегания. Для построения изохрон от границы водосбора проводится серия полузамкнутых линий любого водотока с одинаковым временем добегания (рис. 55, а). Каждая капля воды, находящаяся на любой изохроне, имеет одинаковое время добегания.

Изохроны в процессе формирования стока вместе с изменением объема стока и скорости движения воды меняют свое положение. Они показывают лишь некую осредненную картину стока при некоторых средних значениях скоростей добегания. Использование их дало возможность разработать метод, позволяющий изучить закономерности формирования гидрографов стока.

Метод изохрон был разработан многими учёными: Н.Е. Долговым, М.М. Протодяконовым, А.Н. Костяковым, А.Н. Бефани, М.А. Великановым, А.В. Огиевским и др.

Суть метода изохрон в изложении А.И. Иванова и Т.А. Неговской, следующая. На плане речного бассейна (рис. 52,а) наносятся изохроны, проведенные через равные промежутки времени  $\tau$ . Площади бассейна, заключенные между изохронами  $f_1, f_2 \dots f_n$ , называются частными площадями одновременного стекания. С ближайшей площади  $f_1$  стекающая

вода достигает замыкающего створа через время  $\tau$ , с площади  $f_2$  – через  $2\tau$ ,  $f_3$  – через  $3\tau$  и т.д.

Измерив площади между изохронами стока и выразив их в долях общей площади водосбора  $\frac{f_1}{F}, \frac{f_2}{F} \dots \frac{f_n}{F}$ , строится график распределения во времени площадей одновременного стекания  $f_i/F = f(\tau)$  (рис. 52,б).

Период времени добегания с самой отдаленной точки бассейна до замыкающего створа называют бассейновым или суммарным временем добегания ( $\tau_{\max}$ ).

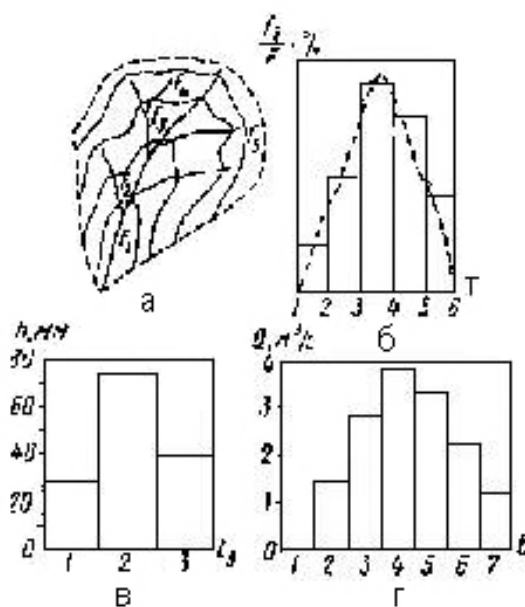


Рис. 52. Схема изохрон стока (а), график распределения частных площадей (б), график водоотдачи (в) и гидрограф стока (г)

### 5.1.6. Гидрограф стока

Для построения **гидрографа стока**, под которым понимают график изменения во времени расходов воды в каком-либо створе водотока, для простоты используют два допущения. Первое – поступление воды от снеготаяния или дождя происходит одновременно по всей площади бассейна и в каждую принятую единицу времени (сутки, час и т.д.) с одинаковой интенсивностью. Если, например, в первую единицу времени поступает количество воды, равное  $P_i$ , то эта величина наблюдается на всей площади водосбора; если в какую-нибудь другую, произвольно выбранную единицу времени поступает другое количество  $P_1$ ,

то его также принимают одинаковым для всей площади водосбора. Второе допущение – скорости стекания воды неизменные во времени, следовательно, и изохроны стока неизменные во времени. В реальных условиях картина формирования стока сложнее, но принятые допущения позволяют ее оценить.

Пусть  $h_1, h_2, \dots, h_i$  – слои воды, стекающей с бассейна в принятые интервалы времени, то есть стокообразующая часть осадков или снеготаяния, в дальнейшем называемая *водоотдачей* бассейна. Водоотдача осадков в любой интервал времени равна

$$h_i = P_i - a_n = P_i \eta, \quad (64)$$

где  $h_i$  – слой воды от осадков или снеготаяния, мм;  $a_n$  – слой потерь на инфильтрацию и аккумуляцию (задержание) в понижениях рельефа, мм;  $\eta$  – коэффициент стока от слоя осадков  $P_i$ .

Рассмотрим, как будут формироваться расходы в замыкающем створе. Предположим, что продолжительность поступления воды на водосбор равна трем суткам (расчетные интервалы можно брать в любых единицах времени: сутках, часах, минутах и т.д.). График частных площадей и график водоотдачи даны на рисунке 52, б, в). Время добегающего от наиболее удаленной точки водосбора до замыкающего створа примем равным  $\tau_{\max} = 5$  сут.

Спустя сутки после начала водоотдачи к замыкающему створу стечет вода с первой площади  $f_1$ , величина стока равна

$$Q_1 = h_1 f_1. \quad (65)$$

По истечении двух суток до выбранного створа добежит сток со второй площади  $f_2$  при величине слоя водоотдачи, которая была в первом интервале времени, то есть с площади  $f_2$  стечет количество воды, равное  $h_1 f_2$ . Одновременно через створ будет проходить сток с первой частной площади  $f_1$  при слое водоотдачи, соответствующей второму интервалу времени (вторым суткам). Таким образом, к концу вторых суток расход в замыкающем створе составит

$$Q_2 = h_1 f_2 + h_2 f_1. \quad (66)$$

К концу третьего интервала времени сток будет приходить уже с трех частных площадей  $f_1, f_2$  и  $f_3$  и расход в замыкающем створе достигнет

$$Q_3 = h_1 f_3 + h_2 f_2 + h_3 f_1. \quad (67)$$

По истечении трех суток подача воды в бассейн прекратится, так как в примере  $\tau_B = 3$  сут. Поэтому к концу четвертого интервала времени сток будет приходить с частных площадей  $f_4, f_3$  и  $f_2$  и его величина в замыкающем створе составит

$$Q_4 = h_1 f_4 + h_2 f_3 + h_3 f_2 . \quad (68)$$

Аналогично и для последующих интервалов времени расходы в замыкающем створе будут соответственно равны

$$Q_5 = h_1 f_5 + h_2 f_4 + h_3 f_3 ; \quad (69)$$

$$Q_6 = h_2 f_5 + h_3 f_4 ; \quad (70)$$

$$Q_7 = h_3 f_5 . \quad (71)$$

Общая продолжительность стока в данном примере 7 суток; наибольшее количество частных площадей, участвующих в формировании расходов, оказалось равным трем, что соответствует времени водоотдачи.

В общем виде расход для любого интервала времени описывается уравнением:

$$Q_i = h_1 f_i + h_2 f_{i-1} + h_3 f_{i-2} + \dots + h_i f_i = \sum_{n=1}^{n=i} h_n f_{i-n+1} = \sum_{n=1}^{n=i} h_{i-n+1} f_n . \quad (72)$$

На основании определенных по приведенным формулам расходов  $Q_1, Q_2, Q_3, \dots, Q_7$  можно построить график стока в замыкающем створе (рис. 52, з).

В данном примере предполагали, что период водоотдачи  $\tau_B = 3$  сут, а время добегающего от наиболее удаленной точки  $\tau_{\max} = 5$  сут. Соответственно получили число интервалов на графике частных площадей  $\tau_{\max} = 5$ , а на графике водоотдачи число интервалов  $\tau_B = 3$ . Общая же продолжительность отека оказалась равной  $5 + 3 - 1 = 7$  суткам.

В общем случае продолжительность отека равна

$$T = \tau_{\max} + \tau_B - 1 . \quad (73)$$

При формировании гидрографов стока возможны два основных случая:

$$\tau_{\max} > \tau_B \text{ и } \tau_{\max} \leq \tau_B . \quad (74)$$

В первом случае наибольшее число слагаемых в выражениях для  $Q$  (формулы 57–60), равно времени водоотдачи  $\tau_B$ , то есть в формировании максимального расхода принимает участие только часть водосбора, соответствующая времени водоотдачи и равная наибольшей из площадей, ограниченных смежными изохронами. Другими словами, когда  $\tau_{\max} > \tau_B$ , в образовании максимума участвует весь слой водоотдачи. Обозначая время наступления максимального расхода через  $t$  (принимая  $i = t$  в формуле 72), можно написать, что для случая  $\tau_{\max} > \tau_B$  максимальный расход равен

$$Q_{\max} = \sum_{n=1}^{n=\tau_B} h_n f_{t-n+1} . \quad (75)$$



Во втором случае, когда время максимального добегающего меньше времени водоотдачи ( $\tau_{\max} \leq \tau_{\text{в}}$ ), в формировании максимума участвует вся площадь водосбора, но не все части слоя водоотдачи, а лишь те, которые наблюдаются в период наибольшей интенсивности за время добегающего. Аналитическая величина максимального расхода для этого случая определяется выражением

$$Q_{\max} = \sum_{n=i}^{n=l_{\max}} h_{t-n+1} f_n. \quad (76)$$

Схема изохрон, кроме указанных допущений, не учитывает естественного накопления (регулирования) стока в русле реки. Русловое регулирование состоит в том, что часть воды, поступающей поверхностным стоком, в период подъема уровней затрачивается на заполнение русла; в период спада уровней задержанный объем стекает. Это приводит к некоторым расхождениям в форме гидрографа стока, вычисленного по изохронам и фактического. Расхождения особенно заметны на конечных участках гидрографа. В фазе подъема ординаты гидрографа в результате естественного руслового регулирования получаются меньше теоретических ординат, полученных по изохронам. В фазу спада ординаты фактического гидрографа несколько увеличиваются.

Следствием руслового регулирования является запаздывание фактического стока по сравнению с теоретической его продолжительностью. Фактическая продолжительность стока равна:

$$T_{\text{ф}} = \tau_{\max} + \tau_{\text{в}} - 1 + \lambda_{\text{р}}, \quad (77)$$

где  $\lambda_{\text{р}}$  – продолжительность опорожнения русловой сети.

Вследствие руслового регулирования стока происходит уменьшение максимального расхода, а время наступления его несколько сдвигается вправо по сравнению с теоретическим гидрографом.

Для расчета стекания воды по склону А.Н. Костяковым предложены формулы. В период выпадения осадков средняя скорость стекания

$$v = 0,5 \sqrt{cx(P - f_a)}, \quad (78)$$

где  $x$  – расстояние между смежными сечениями от верха водосбора;  $P$  – слой осадков в единицу времени;  $f_a$  – поглощение воды почвой, инфильтрация в зону аэрации;  $c = \alpha \sqrt{l}$  – коэффициент, характеризующий уклон  $l$  и шероховатость поверхности,  $\alpha = 87/\gamma$ , где  $\gamma$  – коэффициент шероховатости поля, равный 1, 4–4,0 в зависимости от обработки поля и культуры. Толщина слоя стекающей воды 1–4 см.

После прекращения осадков средний слой стекающей по склону воды

$$h = 0,5 \sqrt{\frac{l}{c} (P - f_a)^n}, \quad (79)$$

где  $l$  – длина склона,  $n$  – коэффициент менее 1,0.

С увеличением водосборной площади возрастает регулирующая ёмкость речной сети (вода заполняет русло), поэтому гидрограф стока может существенно отличаться от построенного по методу изохрон. Поэтому необходимо учитывать этот фактор при расчете гидрографа.

В главе 6 приведены характерные гидрографы стока реки, протекающей среди болот.

## 5.2. Формирование грунтового (подземного) стока

Большое внимание характеристике *геологических и гидрогеологических условий* при описании болот придавали В.С. Доктуровский, Г.Ф. Мирчинк, А.Д. Брудастов, В.П. Матюшенко, К.Е. Иванов, М.Н. Никонов, А.А. Маккавеев и др. Несмотря на это, изученность их участия в питании болот совершенно недостаточная.

Особенно мало опытных данных по количественной характеристике взаимосвязи болотных вод с глубокими водоносными горизонтами, поэтому степень участия последних в водном питании болот для многих регионов и отдельных массивов неясна или установлена лишь качественно (по геоботаническим показателям и т.д.), необходимость их учета при проработке проектов регулирования водного режима иногда подвергается сомнению или игнорируется.

### 5.2.1. Общие сведения. Расход грунтовых вод

Приводим несколько общих понятий, используемых в гидрологии подземных вод.

**Гравитационная, или свободная вода** – вода, заполняющая все поры и пустоты; движется под действием силы тяжести. При фильтрационных расчетах под термином «грунтовая вода» имеется в виду «гравитационная вода». Грунты (породы) делят на водоносные и водоупорные.

**Водоносные грунты** – породы, содержащие свободную воду и способные пропускать ее через всю толщу (галечинки, песчаники, пески, известняки, торфа и пр.).

**Водоупорные грунты** – породы, не пропускающие или слабофильтрующие воду в природных условиях (глины, тяжелые, суглинки, сланцы).

Различают следующие основные типы подземных вод:

Верховодка – подземная вода, залегающая в породах зоны аэрации на линзах водоупорных пластов, на сравнительно небольшой глубине от поверхности земли.

Грунтовая вода залегает на выдержанном водонепроницаемом пласте, образуется за счет поглощенных атмосферных осадков в первом от поверхности водоносном горизонте. Грунтовые воды представляют собой первый от поверхности земли водоносный горизонт подземных вод.

Артезианская (напорная) вода – подземная вода, находящаяся в водоносных горизонтах, перекрытых и подстилаемых водоупорными пластами, и обладающая напором.

Все свойства подземных вод: условия питания, закономерности движения, гидравлические свойства, температура, газовый и химический состав – зависят от геологического строения, литологических и геоморфологических условий и характера рельефа.

**Подземный сток** – передвижение подземных вод под действием гидравлического градиента от областей питания к областям разгрузки. Он характеризуется теми же величинами, что и поверхностный сток.

Основным источником питания подземных вод являются поверхностные воды. Существующий в природе водообмен определяется особенностями процессов взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Выделяют два вида взаимосвязи – инфильтрационный и фильтрационный.

Инфильтрационный вид проявляется в зоне аэрации, как процесс переноса выпавших атмосферных осадков до уровня грунтовых вод. Основными определяющими факторами являются осадки, строение и мощность зоны аэрации.

Фильтрационный вид характеризует взаимосвязь, осуществляемую под влиянием разности уровней поверхностных и грунтовых вод в речных долинах, а также проявляется на больших площадях и представлен перетеканием воды внутри водоносных горизонтов.

Фильтрационное движение воды на болоте происходит в сторону уклона поверхности болота и по вертикали, а также в виде водоносных жил и внутризалежных потоков в торфе.

В равнинных областях грунтовые воды формируются за счет просачившихся до их уровня атмосферных осадков, то есть имеют **инфильтрационное питание**. В динамике подземных вод различают области питания, транзита и разгрузки.

На грунтовые воды, их глубину залегания и скорость движения оказывает влияние климат, геоморфологические и литологические условия, гидрографическая сеть, степень естественной дренированности территории, растительность и хозяйственная деятельность человека.

Влияние геоморфологии и рельефа особенно проявляется в связи грунтовых вод с реками и водоёмами. При глубоком врезе речных долин и русел рек грунтовые воды служат источником питания рек, поток грунтовых вод разгружается в основном в реку, а также озера и в меньшей мере в болота. При слабом врезе рек и устройстве на них водохранилищ грунтовые воды вместо разгрузки получают дополнительное питание, происходит переформирование потоков грунтовых вод.

**Степень естественной дренированности** территории является интегральным показателем местности, характеризующим обеспеченность оттока поверхностных и грунтовых вод с территории. Естественная дренированность земель зависит от густоты речной сети (степень канализованности водосбора) и глубины её вреза, которые в свою очередь зависят от уклонов поверхности и глубины положения базиса эрозии. Для повышения степени дренированности земель, ускорения отвода избыточных вод и понижения уровней грунтовых вод, проводится искусственное дренирование земель с помощью приемов осушительной мелиорации.

Степень естественной дренированности, густота речной сети влияют на развитие болот вширь, реки в отличие от лесов и пашен сдерживают агрессию болот.

Грунтовые воды по условиям движения принято подразделять на потоки и бассейны грунтовых вод. В таблице 24 они охарактеризованы в соответствии с классификацией Д.М. Каца.

Таблица 24

**Показатели потоков грунтовых вод**

Характеристика потоков	Уклон поверхности грунтовых вод	Скорость фильтрации, мм/сут
Потоки со значительной скоростью	> 0,003	> 100–200
Замедленные потоки	0,003–0,0008	25–100
Весьма замедленные	0,0008–0,0003	5–25
Бассейны	< 0,0003	< 5

С увеличением скорости фильтрации усиливается водообмен грунтовых вод и увеличиваются глубины их залегания, что способствует формированию пресных грунтовых вод даже в аридной зоне. Глубина залегания уровней грунтовых вод тем меньше, чем ближе

к поверхности залегает водоупор. На глубину грунтовых вод оказывает влияние рельеф и растительность.

Показатели потоков грунтовых вод связаны с естественной дренированностью. В соответствии с Д.М. Кацем, выделяют земли: интенсивно дренированные, дренированные, слабо дренированные, весьма слабо дренированные и бессточные. К последним отнесены широкие аллювиальные террасы, дельты рек с многослойным строением толщ пород и низкой проводимостью ( $T < 100 \text{ м}^2/\text{сут}$ ).

Глубина залегания грунтовых вод изменяется в течение года от нуля (уровень их совпадает или превышает поверхность земли) до нескольких метров. Она зависит от рельефа местности, геологического строения (наличие водоупора, водопроницаемость пород), интенсивности питания грунтовых вод. В понижениях местности глубина грунтовых вод меньше, чем на повышенных участках.

Поверхность уровня грунтовых вод сглаженно повторяет поверхность земли, поэтому гидроизоги́псы почти параллельны горизонталям поверхности земли.

Поток грунтовых вод движется нормально гидроизогипсам точно так же, как поток поверхностных вод – перпендикулярно горизонталям. Если линии тока параллельны, поток грунтовых вод плоский, но могут быть радиально сходящиеся и радиально расходящиеся потоки. Карты гидроизогипс позволяют выявить области питания и разгрузки грунтовых вод, определить уклоны потока и более точно построить карту глубин грунтовых вод, которая необходима для составления баланса грунтовых вод: в точках пересечения горизонталей и гидроизогипс глубина грунтовых вод равна разности их отметок.

На рис. 53 приведен фрагмент потока грунтовых вод от зоны их формирования к зоне разгрузки, на котором ось абсцисс совпадает с горизонтальным водоупором, по оси ординат отложены глубины потока.

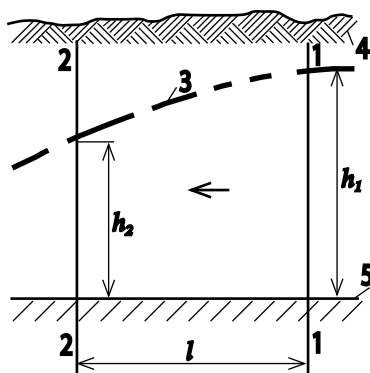


Рис. 53. Фрагмент сечения потока грунтовых вод: 1-1 и 2-2 – створы по пути потока; 3 – поверхность грунтовых вод; 4 – поверхность земли; 5 – водоупор

Поверхность (зеркало) грунтовых вод по длине потока называется **депрессионной поверхностью**, а кривую ее сечения – **кривой депрессии**. Уровень для выделенного небольшого участка кривой депрессии можно принять за прямую. В этом случае градиент потока (напор)

$$l = \frac{dy}{dx}, \quad (80)$$

Величина  $l$  представляет собой **гидравлический уклон**, характеризующий изменение механической энергии потока (напора) по его длине в направлении движения воды. Он представляет собой отношение потерь напора  $\Delta h$  к протяженности потока (длине фильтрации)  $l$ , на котором произошли эти потери напора,

$$i = \frac{\Delta h}{l} \quad (81)$$

При горизонтальном водоупоре движение воды происходит только за счет гидравлического уклона.

Расход потока при его ширине равной единице, определяет широко используемый закон Дарси (**основной закон фильтрации**):

$$q = -ky \frac{dy}{dx}. \quad (82)$$

Для ламинарного движения расход воды, фильтрующейся через грунт, определяют по формуле Дарси:

$$Q = k\omega l, \text{ м}^3/\text{с},$$

где  $k$  – коэффициент фильтрации, зависящий от физических свойств грунта, м/с;  $\omega$  – площадь живого сечения потока грунтовых вод с учетом площади, занятой твёрдыми частицами грунта, м<sup>2</sup>;  $l$  – гидравлический уклон (градиент), определяемый при равномерном движении по формуле 80.

При равномерном движении скорость вдоль пути фильтрации постоянна ( $V = \text{const}$ ) и уклон свободной поверхности воды равен уклону дна водоупора ( $l = i$ ).

Расход воды

$$Q = v \cdot \omega, \quad (83)$$

где  $v = kl$  – скорость фильтрации, м/с. Отсюда следует, что коэффициент фильтрации – скорость движения грунтовых вод при градиенте, равном единице. Скорость  $v$  не действительная, а фиктивная, она показывает какую скорость имел бы поток воды, если бы отсутствовали частицы твёрдого скелета. Фактическая скорость движения воды в порках связана со скоростью фильтрации формулой

$$u = \frac{v}{P_3}, \quad (84)$$

где  $P_3$  – эффективная пористость грунта.

Скорость движения прямо пропорциональна градиенту напора  $l$  в первой степени только для ламинарного движения, при котором частицы воды движутся в одном направлении при малых скоростях, меньше критических. При турбулентном движении (оно свойственно движению воды в моховом очесе) показатель степени  $l$  может быть меньше единицы (0,6–0,8).

Критическая скорость, при которой ламинарное движение воды переходит в турбулентное, зависит от пористости грунта, диаметра его частиц и числа Рейнольдса.

Число Рейнольдса характеризует режим движения потока и позволяет определить переход от ламинарного к турбулентному режиму

$$Re = \frac{v d \rho}{\mu}, \quad (85)$$

где  $v$  – средняя скорость движения,  $d$  – диаметр круглого трубопровода (вместо  $d$  для других поперечных сечений может использоваться гидравлический радиус  $R$  или глубина потока  $h$  – для широких русел), плотности жидкости  $\rho$  и динамическая вязкость жидкости  $\mu$ .

Число Рейнольдса безразмерная величина. Поскольку  $\frac{\mu}{\rho} = \nu$ ,

где  $\nu$  – кинематическая вязкость жидкости, число  $Re$  с учётом диаметра гидравлического радиуса  $R$  и глубины  $h$  выражается формулами:

$$Re = \frac{v d}{\nu}, \quad Re_R = \frac{v R}{\nu}, \quad Re_h = \frac{v h}{\nu} \quad (86)$$

Движение потока ламинарное, когда  $Re < Re_{кр}$ , где  $Re_{кр}$  – критическое число Рейнольдса. Величина  $Re_{кр} = 2320$  для круглых труб,  $Re_{R, кр} = 580$  для каналов, т.е. в 4 раза меньше, поскольку  $R = d/4$  в круглых сечениях.

При  $Re > Re_{кр}$  (или  $Re_R > Re_{R, кр}$ ) движение турбулентное.

*Пример:* Определить режим движения воды в трубе диаметром 0,3 м при средней скорости 0,9 м/с и температуре 20°C ( $\nu = 0,01$  Ст).

$$Re = \frac{v d}{\nu} = \frac{90 \cdot 30}{0,01} = 270\,000,$$

т.е.  $270\,000 > 2320$ , движение турбулентное.

При ламинарном движении скорости во всех точках потока не изменяются во времени, не пульсируют. Их описывают по глубине потока эпюра, приведенные на рис. 54. При турбулентном движении скорости в любой точке изменяются во времени, подвержены пульсациям. На рис. 54 показано изменение скорости в одной и той же точке во времени. Скорость пульсирует около некоторой осредненной скорости (горизонтальная прямая линия на рис. 54). Разность между мгновенной и осредненной скоростями называют *скоростью пульсации*.

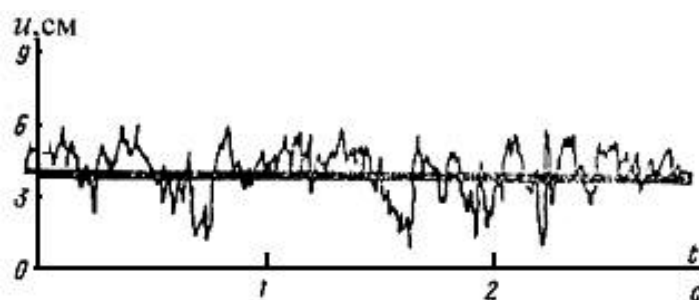


Рис. 54. Пульсации скорости вокруг среднего значения при турбулентном движении

Изменение водопроницаемости пород по потоку грунтовых вод вызывает изменение глубин их залегания. При встрече на пути грунтовых вод слабопроницаемых или водоупорных пластов возникает подпор грунтовых вод и уровни их повышаются.

При наклонном водоупоре напор над горизонтальной плоскостью сравнения

$$l = \frac{H_1 - H_2}{l}, \quad (87)$$

где  $H_1, H_2$  – мощности потока в соответствующих сечениях. Единичный расход в двухслойном пласте

$$q = \frac{(H_1 - H_2)(h_1 + h_2)}{2l}. \quad (88)$$

Приведенные зависимости являются основой для расчета расходов грунтовых вод, в том числе при поступлении (перетекании) их из напорных пластов.

### 5.2.2. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод

Поверхностные воды находятся во взаимосвязи с подземными водами. Согласно теории *вертикальной гидродинамической зональности* выделяются три зоны:



Первая (верхняя) гидродинамическая зона характеризуется активной взаимосвязью и устойчивым стоком подземных вод, направленным в сторону крупной реки или озера. Подземные воды пресные.

Вторая (средняя) гидродинамическая зона залегает ниже дренирующего воздействия местной гидрографической сети, направление и скорость движения подземных вод определяется положением регионального дренирующего базиса, питание поверхностными водами за счёт инфильтрации их ограниченное, сток замедленный, подземные воды характеризуются повышенной минерализацией (до 10 г/л и более) преимущественно сульфатно-гидрокарбонатного состава.

Третья (нижняя) гидродинамическая зона имеет замедленный сток подземных вод, залегают они на глубинах около 1 км и более, разгрузка их идёт в океан (море) или в крупные тектонические разломы скорость движения вод редко превышает 0,1 м/год, воды высокой минерализации, преимущественно хлоридно-кальциевого состава.

В хозяйственных целях (питьевое водоснабжение, орошение и пр.) используются в основном воды первой зоны.

### **5.2.3. Взаимосвязь грунтовых вод с нижележащими водоносными горизонтами**

Основные схемы взаимосвязи показаны выше на рис. 11 и в тексте главы 3.

Болота в структурно-морфологических депрессиях, как правило, подпитываются напорными водами через толщи относительных водоупоров или в местах их размыва. В естественных условиях напорные и болотные воды находятся в равновесии, это состояние определяется условиями их питания и разгрузки. Существуют устойчивые соотношения между разностью уровней напорных и грунтовых (болотных) вод  $\Delta H$  и мощностью разделяющей их толщи пород,  $m$ . Градиент равновесия  $\frac{\Delta H}{m}$  обусловлен потерями энергии при движении воды через водоупор. При снижении уровней грунтовых вод (например, дренажем) градиент увеличивается, в результате подпитывание напорными водами возрастает и, наоборот, снижение уровней напорных вод (например, при отборе подземных вод) вызывает снижение пьезометрических уровней и одновременно уровней грунтовых вод.

Интенсивность фильтрации (перетекания) зависит от коэффициента фильтрации слабопроницаемого слоя (относительного водоупора) в вертикальном направлении  $k_B$ , градиента вертикальной фильтрации  $l_B$

и начального градиента  $l_0$ . Ниже в разделе 7.3 рассмотрены основные методы расчета.

#### 5.2.4. Гидродинамический анализ режима подземных вод на водосборе

Начиная с 1960-х годов, работами П.Я. Полубариновой-Кочиной, С.В. Аверьянова, Н.Н. Веригина, А.В. Лебедева и других в практике гидрологических расчетов формирования подземных вод получил распространение аналитический метод. Он позволяет определять: питание грунтовых вод сверху (инфильтрацию осадков, испарение грунтовых вод); разность между притоком и оттоком грунтовых вод в горизонтальном направлении; перетекание грунтовых вод в нижележащие водоносные горизонты и обратное движение напорных вод в грунтовой поток; изменение запаса подземных вод и баланс воды в целом. Использование его позволяет распространять результаты расчета на водный баланс крупных водосборов подземных вод.

Движение грунтовых вод в однородном горизонтальном пласте описывается уравнением Буссинеска

$$\mu \frac{\partial h}{\partial t} = k \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{dh}{dx} \right) \pm g, \quad (89)$$

где  $h$  – мощность грунтового потока от горизонтального водоупора в сечении  $x$  в момент времени  $t$ ;  $k$  – коэффициент фильтрации водоносной породы;  $\mu$  – недостаток насыщения или водоотдача грунтов в слое колебания уровня грунтовых вод и капиллярной каймы;  $g$  – интенсивность питания грунтовых вод сверху (знак плюс) или поступление грунтовых вод в зону аэрации (знак минус).

Сложное нелинейное дифференциальное уравнение, как показал С.Ф. Аверьянов, может быть заменено линейным, при этом ошибка в расчёте даже для редких, самых неблагоприятных условий не превышает 20%. Линейное дифференциальное уравнение имеет следующий вид:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = a \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{q}{\mu},$$

где  $a = \frac{kh_{cp}}{\mu}$  – коэффициент уровнепроводности, один из основных гидрогеологических параметров;  $h_{cp}$  – средняя мощность потока;  $H$  – напор воды в сечении  $x$  в момент времени  $t$ .

Ниже, при характеристике элементов баланса грунтовых вод использовано это уравнение.

На рис. 55 показана схема движения грунтовых вод на территории, ограниченной двумя реками. В качестве примера выделим на водосборе грунтовых вод три района I, II, III с границами, параллельными гидроизогидам. Расходы, проходящие через эти границы ( $Q_2$ ,  $Q_3$ ,  $Q_4$ ) позволяют определить разности притоков и оттоков грунтовых вод в виде: для первого  $Q_1 - Q_2$ , для второго –  $Q_2 - Q_3$ , для третьего  $Q_3 - Q_4$ . Грунтовый поток получает инфильтрационное питание за счет атмосферных осадков. Каждая из приведенных разностей представляет собой количество воды, которое идет на подземный сток соответствующего района.

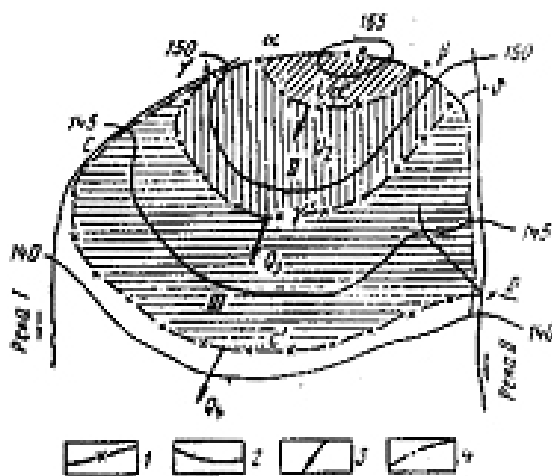


Рис. 55. Схема движения грунтовых вод в междуречье (А.В. Лебедев, 1963):  
1 – низовая (замыкающая) граница района; 2 – гидроизогида; 3 – направление линий токов; 4 – боковая и верхняя границы балансового района; заштрихованы балансовые районы

Эта величина в общем виде  $Q_i - Q_{i-1}$  представляет местное пополнение грунтового стока, формирующегося в данном районе. Нетрудно заметить, что через южную границу водосборов, проходящую параллельно гидроизогидам 140, расход потока будет равен

$$Q_4 = 86,4 FM, \text{ м}^3/\text{сут}, \quad (90)$$

где  $F$  – площадь подземного водосбора;  $\text{км}^2$ ;  $M$  – модуль подземного стока, л/с с  $1 \text{ км}^2$ .

Эта величина в общем виде  $Q_i - Q_{i-1}$  представляет собой местный подземный сток, формирующийся в пределах рассматриваемого района.

Поскольку в первом подрайоне, граничащем с водораздельной линией, приток грунтовых вод из соседней области отсутствует, т.е.  $Q_1 = 0$ , то алгебраическая сумма разностей между притоком и оттоком отдельных районов будет равна

$$\sum_2^H (Q_{i-1} - Q_i) = -Q_4 \text{ или } Q_4 = -\sum_2^4 (Q_{i-1} - Q_i) . \quad (91)$$

Если вместо трех участков (подрайонов) выделить  $m-1$  аналогичных подрайонов, то в более общем виде для расхода потока, проходящего через крайнее нижнее сечение междуречья, будем иметь

$$Q_m = -\sum_2^m (Q_{i-1} - Q_i) . \quad (92)$$

Относя этот расход потока, формирующегося на всей площади водосбора, к единице ( $1 \text{ км}^2$ ) этой площади, получим модуль подземного стока:

$$M = \frac{Q_m}{86,4F} = -\frac{\sum_2^m (Q_{i-1}^- Q_i)}{86,4F}, \text{ л/с} \cdot \text{ км}^2, \quad (93)$$

где  $F$  – площадь подземного водосбора ( $\text{км}^2$ ) определяется по карте гидроизогипс между выделенным сечением потока и водораздельной линией зеркала воды; цифра 86,4 получена при изменении размерности, поскольку в сутках содержится 86400 с.

Этот модуль используется непосредственно для определения динамических ресурсов водоносного горизонта.

Так как для каждого района разность между оттоком и притоком грунтовых вод можно выразить в виде произведения слоя местного подземного стока  $\frac{Q_i - Q_{i-1}}{\omega_{i-1}}$  на площадь соответствующего подрайона  $\omega_{i-1}$ ,

то, обозначив первую из этих величин через  $\lambda_{i-1}$  вместо уравнения (92) напомним:

$$Q_m = \sum_2^m \lambda_{i-1} \omega_{i-1}, \quad (94)$$

где  $\lambda_{i-1}$  – слой местного подземного стока, формирующегося в данном районе.

Суммарный расход грунтовых вод  $Q_m$ , протекающих через замыкающее сечение, удобно также выразить высотой слоя воды, т.е. в виде  $\frac{Q_m}{\Omega}$ , где  $\Omega$  – общая площадь водосбора, равная

$$\Omega = \omega_1 + \omega_2 + \dots + \omega_{m-1} = \sum_2^m \omega_{i-1} \omega_1; \omega_2; \dots \omega_{m-1}$$

– площади районов в (квадратных метрах).

На основании этого и уравнения (94) будем иметь:

$$\frac{Q_m}{\Omega} = \frac{\sum_{i=1}^m \lambda_{i-1} \omega_{i-1}}{\sum_{i=1}^m \omega_{i-1}}. \quad (95)$$

Из последнего уравнения следует, что средний слой подземного стока из пределов балансового района, в данном случае – междуречья, равен средневзвешенному слою «местного» стока.

Таким образом, из рассмотренной схемы движения грунтовых вод на междуречье видно, что для решения практической задачи по оценке естественных ресурсов грунтовых вод междуречья достаточно в каждом подрайоне определить лишь разность между притоком и оттоком этих вод  $Q_{i-1} - Q_i$ . Для нахождения этой разности требуется предварительно рассчитать соответствующее изменение запасов грунтовых вод  $\mu \Delta H$  и питание их сверху  $g \Delta t$ .

### **5.3. Формирование поверхностно-грунтового (диффузионного) стока**

#### **5.3.1. Деятельный и инертный горизонты торфяной залежи**

Познание закономерностей гидрологического режима на болотах невозможно без изучения особенностей их строения и закономерностей распределения микроландшафтов в пределах болотного массива.

Болота характеризуются сложной гидрографической системой, развитой при его формировании и определяющей вид болота. Она включает внутризалежные воды (воды пор, линз), воды поверхностной сети (мочажин, озерков, проток, речек, топей) и подземные воды, включая водные жилы, внутризалежные речки. Изменение степени увлажненности болот отражается на существовании всей гидрографической сети.

Поверхностный сток периодически в весенний период наблюдается на лесных низинных и переходных болотах, на олиготрофных болотах поверхностный сток отсутствует даже весной. На грядово-мочажинных и мохово-травяных микроландшафтах имеет место поверхностный сток в пониженных элементах микрорельефа, в чистом виде он наблюдается на топях в период высокого стояния уровней при снеготаянии и интенсивных осадках. Само понятие поверхностный сток нуждается в разъяснении. Поверхность болота представлена, по крайней

мере, тремя ярусами: верхний – кустарнички, средний – моховой и травяной покров, нижний – моховой очес и слабо разложившийся торф. Вода движется по всем ярусам, обладающим примерно одинаковой водопроницаемостью, движению воды мешает живая и мёртвая растительность, создающая дополнительное сопротивление движению воды.

На болоте происходит не свободное, а фильтрационное движение воды, аналогичное грунтовому стоку. На болотах отсутствует разрыв между зоной поверхностного стекания и зоной грунтовых вод. Поэтому для оценки стока используется *метод фильтрационного склонового стекания*, разработанный К.Е. Ивановым.

Основные особенности стока на болотах следующие:

- стекание воды происходит по склону сплошным тонким слоем толщиной до 20–25 см. Основная масса воды фильтрует через верхний, наиболее водопроницаемый слой;
- в торфяной залежи, включая верхний растительный слой, отсутствуют условно называемые болотные воды, поскольку воды поверхностного стекания и грунтовые воды образуют единый водоносный комплекс, взаимодействующий с атмосферой и залегающими ниже торфяной залежи подземными водами;
- по условиям фильтрации воды в болотных отложениях торфяная залежь подразделяется на активный (деятельный) и инертный горизонты. Это понятие было предложено В.Д. Лопатиным (1949 г.) и развито К.Е. Ивановым (1957 г.), особенно при формировании теории влагообмена в болотных ландшафтах.

Активный (по условиям движения воды) горизонт занимает верхние слои живого и отмершего неразложившегося растительного покрова; инертный горизонт сложен торфом разного ботанического состава и с различной степенью разложения. Именно активный верхний слой торфяной залежи благодаря высокой водопроницаемости (в тысячи–десятки тысяч раз по сравнению с нижележащим торфом) определяет в большой мере все гидрологические процессы. С величиной коэффициента фильтрации связана скорость стекания воды и колебание стока во времени, величина инфильтрации воды в торфяную залежь, колебание уровней грунтовых вод, изменение увлажнённости разных слоев торфа, а также высота капиллярного поднятия и водоотдача торфа и болотного массива в целом. Различаются эти два горизонта по интенсивности биохимических процессов, в верхнем горизонте благодаря постоянному притоку кислорода происходит быстрое аэробное разложение растительности.

Толщина активного слоя почвы на верховых болотах составляет 20–30 см, на низинных болотах до 0,5–0,7 м.

**Деятельный горизонт**, в отличие от инертного, выделяется:

- интенсивным влаго- и теплообменом с атмосферой и прилегающими к болоту элементами ландшафта;
- наличием растительного покрова, составляющего его верхний ярус;
- изменением влажности под влиянием колебания уровней грунтовых вод;
- периодическим полным или частичным освобождением от гравитационной влаги, формированием зоны аэрации и изменением влажности;
- высокой водопроницаемостью и водоотдачей, особенно в приповерхностных и надповерхностных слоях;
- доступом кислорода воздуха в обезвоженные поры и развитием аэробного процесса разложения микрофлорой и микрофауной органического вещества.

Высокая водопроницаемость деятельного горизонта особенно верховых торфяников способствует быстрому отводу воды: деятельный горизонт отводит до 99% и только 1% приходится на инертный горизонт.

**Инертный горизонт** отличается: постоянным количеством воды во времени, полной насыщенностью водой (за исключением заземленного воздуха), малой водопроницаемостью торфа, отсутствием доступа кислорода воздуха, анаэробным разложением вещества без доступа кислорода воздуха.

Водный режим болота в значительной степени зависит от свойств деятельного горизонта. Образование и отсутствие поверхностного стока при выпадении обильных дождей зависят от его коэффициентов фильтрации. Если интенсивность осадков больше коэффициента фильтрации, то не вся вода поглощается верхним слоем торфа и часть ее стекает по поверхности, образуя поверхностный сток.

При разработке теории формирования стока на болоте К.Е. Иванов использовал следующие допущения, которые им оговорены: наличие единого водоносного горизонта от поверхности до дна болота; торфяная залежь состоит из верхнего, деятельного и инертного слоев; стекание воды происходит рассредоточенным по территории болотного массива фильтрационным потоком; уклоны болотных вод и уклоны поверхности изменяются синхронно колебаниям уровням воды

по всей территории микроландшафта. Основным признаком для их выделения является растительность, зависящая от водно-минерального питания, положения уровней грунтовых вод и проточности, т.е. находящаяся в единстве с гидрологическим режимом болота. Метод оказался оправданным и перспективным.

Поверхностный сток на болотах зависит, прежде всего, от микро-рельефа, а на эвтрофных болотах – от уклона поверхности. На болотах, особенно на олиготрофных, четко выражен микро-рельеф, связанный с растительностью. Верховые болота имеют выпуклую часто куполообразную форму и возвышаются над окрайками с плоской поверхностью на 2–4 м и более. Здесь произрастают сосняки кустарничково-сфагновые. Сильно увлажненная окраинная полоса представляет осоково-сфагново-кустарничковый комплекс. Степень покрытия травяно-кустарничковой растительностью составляет 40–70%. На переходных болотах, помимо сосны, в верхнем ярусе встречаются береза, в нижнем – багульник, брусника. На эвтрофных болотах при плоской поверхности торфяника выделяются кочки осоковые, а также вокруг пней и валежника, обросшие мхами. Произрастают древесные растения, кустарники.

Микро-рельеф олиготрофных болот представляет собой сочетание моховых подушек высотой до 30 см и диаметром до 2–2,5 м и понижений шириной до 0,5–1,5 м; на мезотрофных болотах отдельные возвышения на старых пнях достигают 80–120 см и более, преобладают микроповышения высотой 10–25 см в сочетании с мочажинами шириной до 0,5–2,0 м; на эвтрофных болотах микро-рельеф более плавный: небольшие (до 15–30 см) протяженные (до 3 м и более) возвышения чередуются с мелкими западинами.

Показатели микро-рельефа варьируют в широких пределах в зависимости от климатических условий, истории образования болота, его водно-минерального питания. Все элементы микро-рельефа заселены различными мхами, а на эвтрофных болотах и травами.

Растительность создает препятствия движению воды, задерживает воду. Поверхностный сток образуется только после заполнения всех микропонижений водой. Течение воды происходит при наличии уклона поверхности, а на ровной безуклонной поверхности – за счет гидравлического градиента.

Сток с верховых болот формируется под влиянием их рельефа и почти не зависит от речного стока и режима поверхностных и грунтовых вод прилегающих земель, чего нельзя сказать о стоке с низинных и переходных болот. По данным С.М. Новикова, сток с болот водораздельного



залегания складывается из руслового и диффузного, рассосредоточенного фильтрационного стока, поступающего с болота на прилегающую территорию. Заметим, что под **диффузией** принято понимать движение частиц среды, приводящее к переносу вещества и установлению равновесия концентраций разных частиц в среде. Диффузионный поток пропорционален градиенту его концентрации. К движению воды слово диффузия применимо, если исходить из его исходного значения – распространение, растекание, рассеивание.

Примерно 50% годового стока воды с болота отводится русловым стоком и 37–100% диффузионным путем.

### 5.3.2. Сетка стекания

Средняя амплитуда колебания уровней грунтовых вод в болотных микроландшафтах составляет 25–60 см, примерно она равна разнице между превышениями и понижениями в микроландшафтах. Уклоны поверхности грунтовых вод на неосушенных болотах практически равны уклонам поверхности болота. Поэтому горизонтали поверхности болота почти повторяют гидроизогипсы, что позволяет определять с высокой точностью направления потоков влаги и проводить расчет стока.

Поскольку вода движется по направлению наибольшего уклона местности, то проводя перпендикулярно горизонталям поверхности линии можно построить на карте **сетку линий стекания**, отражающую своеобразный фильтрационный поток свободной гравитационной воды, включая поверхностный поток в периоды высокого залегания уровней грунтовых вод. При отсутствии карт с горизонталями поверхности, для этой цели можно использовать аэрофотоснимки, проводя их дешифрирование для целей гидрологии.

По этим снимкам составляется точный план болотного массива с нанесенными на нём контурами болотных ландшафтов и **сеткой линий стекания, которая позволяет с использованием специальных методик определить направление скоростей движения воды в любой точке болота и подсчитать расход воды, стекающей с любого участка в пределах болота.**

На рис. 56 (см. стр. 146) приведена карта водораздельного болотного массива с нанесенной сеткой линий стекания.

При построении сетки линий стекания в пределах микроландшафта руководствуются группой признаков на аэрофотоснимке. Гряды, мочажины и озёра в микроландшафтах ленточно-грядовой

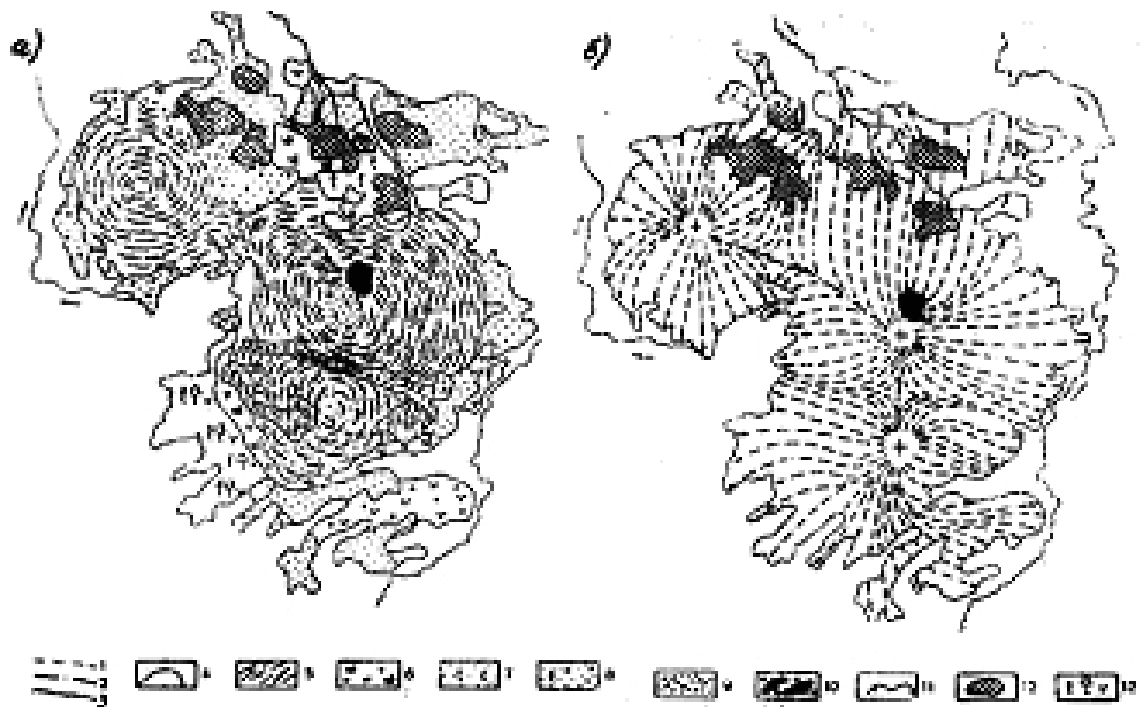


Рис. 56. Пример болотного макроландшафта, однородного по ходу и стадиям (а, б) развития составляющих его мезоландшафтов (К.Е. Иванов): 1 – линия стекания; 2 – внутриболотный водораздел; 3 – ручьи и реки; 4 – границы болотных микроландшафтов; 5 – грядово-мочажинные микроландшафты ленточногрядовой структуры; 6 – микроландшафты сфагново-пушицево-кустарничковой и сфагново-пушицево-осоковой групп; 7 – сфагново-сосново-кустарничковые микроландшафты; 8 – сосново-кустарничковые; 9 – грядово-озёрные (неориентированные); 10 – сфагново-осоковые топяные; 11 – границы болотной системы (по нулевой глубине торфяной залежи); 12 – острова среди болотных систем с минеральным грунтом; 13 – сосново-березово-осоковые микроландшафты

структуры комплексного строения (грядово-мочажинных и грядово-озёрных), расположенные между грядами, на аэрофотоснимке выглядят в виде параллельных полос разной ширины и тональности (рис. 56, а), генеральное направление которых совпадает с направлением горизонталей поверхности болота, которое перпендикулярно направлению максимального уклона местности и потока поверхностных вод. Признак позволяет определить положение линий стекания (рис. 56, б). При их размещении необходим учёт структурных элементов, которые просматриваются на картах мезо- и макроландшафтов. К ним относятся: размещение и форма топей выклинивания, проточных топей, вытекающих из озёр, расположение в болотных макроландшафтах и форма в плане транзитных топей, расположение топей за минеральными островами среди болот, а также истоков и русел внутриболотных ручьёв и речек, пересекающих границы болота. Другими словами,

выделяется вся гидрографическая сеть болота. Для построения сеток стекания используются карты масштабов от 1:17000 до 1:50000.

Следует подчеркнуть, что для построения сетки линий стекания необходимо использовать не один какой-либо признак, а несколько, имея в виду конечную цель: «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 пересечения или 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» (К.Е. Иванов, 1975). Обычно эти расстояния принимают в пределах 5–10 мм.

На рис. 57 приведены схемы линий стекания с расчетными контурами  $L_1$  и  $L_2$ , представляющими границы болота, для которого определяется сток и приток.

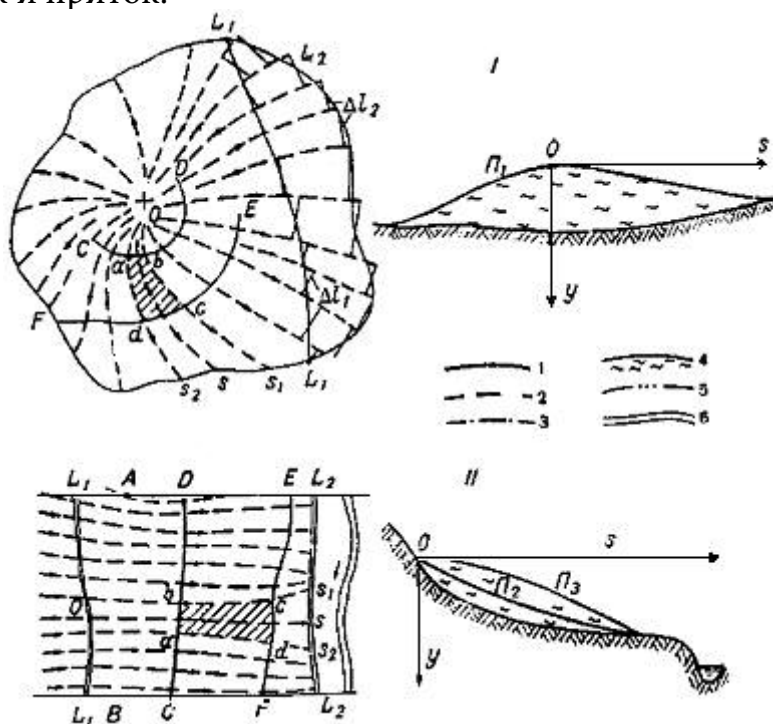


Рис. 57. Схемы горизонтального стекания вод с болотных массивов: I – стекание без транзитного стока, массив с выпуклым профилем первого рода; II – при наличии транзитного стока с профилем второго рода; 1 – границы массива в плане; 2 – линии стекания; 3 – линия водораздела на болотном массиве; 4 – торфяная залежь; 5 – линия краевой ложбины на болотном массиве; 6 – река;  $L_1$  и  $L_2$  – соответственно контуры притока и стока,  $\Delta L_1$  – проекции отрезков контура на нормали к линиям стекания

В зависимости от типа рельефа участка болота, связанного с условиями его водного питания, форма потока в плане может быть расходящийся, когда ширина струи потока возрастает по длине ( $ab > cd$ , рис. 57), сходящийся (ширина уменьшается по длине  $s$ ) и плоско-параллельный. Форма рельефа поверхности соответственно может быть выпуклой и вогнутой. В зависимости от климатических зон могут быть разные сочетания в изменениях интенсивности проточности, что находит отражение в форме рельефа поверхности. Например, при возрастании модуля проточности быстрее, чем ширина элемента сетки стекания  $B$ , поверхность выпуклая, при убывании модуля и одновременном возрастании величины  $B$  поверхность может быть выпуклой и вогнутой, различие определяется их соотношением.

Схемы питания и стекания вод в мезоландшафтах зависят от уровня грунтовых вод в подстилающих торф минеральных грунтах и классов мезоландшафтов. На рисунке 58 приведены схемы с подробными пояснениями мезоландшафтов замкнутых котловин, сточных котловин и других форм микроландшафта. Эти классы и схемы стекания применимы ко всем типам болот, внешний водообмен которых происходит через контуры притока и стока (болота с транзитным стоком), к болотам речных долин и озерных котловин, имеющих вогнутый, плоский или выпуклый рельеф поверхности.

Переходя от микроландшафтов к мезо- и макроландшафтам, доказана возможность разложения любого болотного массива на конечное множество участков с одинаковым законом изменения  $\overline{M_z}$  вдоль любой линии стекания внутри участка. Поэтому любой конкретный массив со сложной сеткой линий тока можно свести к небольшому числу с характерными функциями  $\overline{M_{z_i}}$ .

При построении сетки стекания учитывают и имеют перед собой в виду контуры притока и стока.

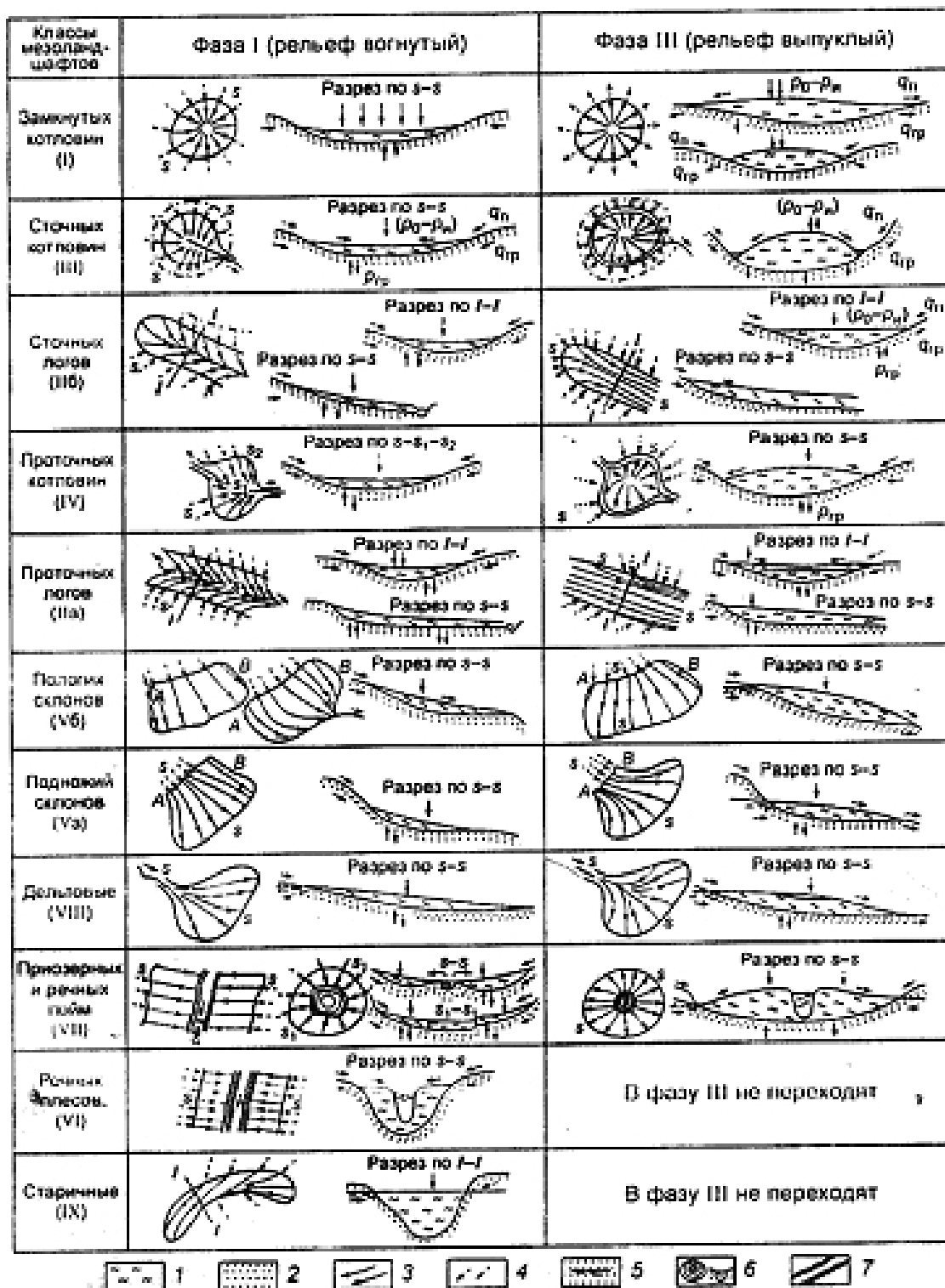


Рис. 58. Схема питания и стекания вод в I и III фазах развития мезоландшафтов различных классов: 1 – торф; 2 – подстилающие грунты; 3 – линия стекания внутри мезоландшафта; 4 – линии направления внешнего питания; 5 – уровень грунтовых вод в минеральных породах; 6 – озера; 7 – дренирующие водотоки

### 5.3.3. Проточность и гидрологическая характеристика болот

С использованием сеток стекания для всех болотных массивов котловинного залегания с выпуклым рельефом и всех болот плакорного залегания (водораздельно-склоновых и водораздельных), обладающих выпуклым рельефом, уравнение водного баланса имеет следующий вид

$$\frac{dW}{dt} = \int_{\omega} p d\omega - \oint q_{zn} dL, \quad (96)$$

где  $dW/dt$  – изменение запаса воды в болотном массиве  $dW$  за время  $dt$ ;

$p$  – интенсивность внутреннего водообмена;  $d\omega$  – изменение площади;  $q_{zn}$  – нормальная составляющая проточности к направлению контура в каждой точке),  $L$  – длина контура, составляющая весь внешний контур болотного массива, совпадающий с границей торфяной залежи нулевой глубины. Вся стекающая вода на таких болотах собирается у границы болотного массива.

За интенсивность внутреннего водообмена принимают величину

$$P = P_0 + P_{гр} - P_e, \quad (97)$$

где  $P_0$ ,  $P_{гр}$ ,  $P_e$  – интенсивность соответственно осадков, водообмена с подземными водами (минеральными грунтами) через всю площадь поверхности дна болот,  $P_e$  – испарения со всего болота.

Средний многолетний расход воды  $\bar{Q}_L$  определяют по формуле

$$\bar{Q}_L = \oint_L \bar{q}_n dL - \int_{\omega} \bar{p} d\omega.$$

**Горизонтальная проточность** в некотором  $j$ -том слое торфяной залежи  $q_x$  выражается зависимостью (формула 24)

$$Q_{xj} = i_n k_j.$$

Для каждого микроландшафта существует, как показано К.Е. Ивановым, строгая зависимость между фильтрационным расходом, протекающим в деятельном слое, и уровнем грунтовых вод. По аналогии с реками, характеризующимися связями между расходами и уровнями воды ( $Q = f(H)$ ), предложено устанавливать кривые связи единичных фильтрационных расходов с уровнями грунтовых вод.

Принимая за единичный расход  $q_{z_0-z}$  – расход, протекающий через слой  $z_0-z$  деятельного горизонта при уровне грунтовых вод  $z$ , можно элементарный расход  $dq_z$  выразить по Дарси уравнением

$$dq_z = i \kappa_z dz, \quad (98)$$

подставляя вместо  $\kappa_z$  его зависимость от величины  $z$  (формула 98), получим

$$dq_z = i \frac{Adz}{(z+1)^m}. \quad (99)$$

Интегрируя для случая изменения  $z$  от переменного уровня грунтовых вод до нижней границы деятельного слоя получаем единичный расход  $q_{z_0-z}$ :

$$q_{z_0-z} = \frac{iA}{1-m} \left[ (z_0+1)^{1-m} - (z+1)^{1-m} \right]. \quad (100)$$

Эта зависимость приведена на рис. 59.

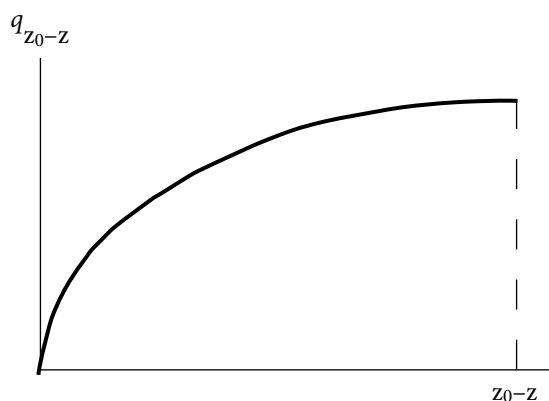


Рис. 59. Связь единичного расхода с глубиной залегания слоя

В случае понижения уровня грунтовых вод от поверхности ( $z = 0$ ) до переменной величины  $z$ :

$$q'_z = \frac{iA}{1-m} \left[ (z+1)^{1-m} - 1 \right], \text{ при } m \neq 1 \quad (101)$$

$$\text{и } q_z = iA \lg(z+1) \quad (102)$$

Рассчитанные по этим формулам кривые соответствуют экспериментально полученным.

Пользуясь кривыми связи  $q = f(z)$  можно определять для каждого микроландшафта единичные расходы воды.

Характерной особенностью болот является синхронность колебания уровней в разных точках болота, даже в разных микроландшафтах, об этом свидетельствуют кривые связи уровней грунтовых вод в разных микроландшафтах (рис. 60). По оси ординат отложены наблюдаемые уровни на осоково-хвощевых топях, по оси абсцисс – в сосняках (60, а) и ельниках (рис. 60, б).

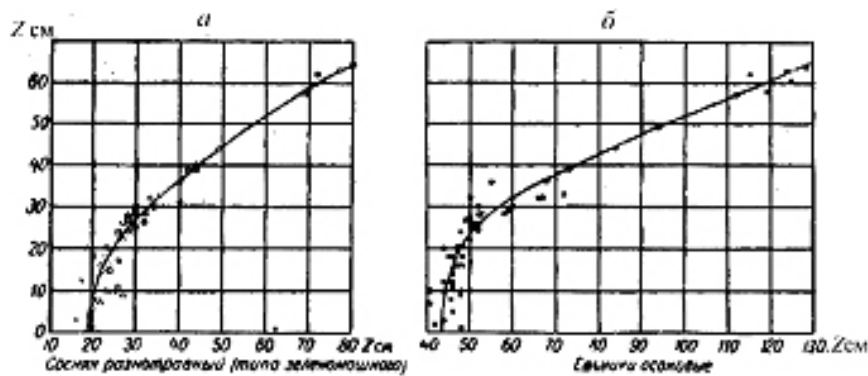


Рис. 60. Графики связи уровней грунтовых вод в низинных ландшафтах

**Вертикальная проточность**  $q_y$  для неразрывного потока несжимаемой жидкости одинакова для каждого слоя  $j$  и в соответствии с формулой Дарси

$$q_y = kl = \frac{k(h_1 - h_2)}{H} = \frac{h_1 - h_2}{\sum_1^n \frac{H_j}{k_j}}, \quad (103)$$

где  $n$  – число слоев грунта с разными коэффициентами фильтрации;

$H_j$  – толщина слоя грунта  $j$ ;  $H$  – 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 и уровнем  $h_2$  на границе торфяной залежи с подстилающим грунтом;  $l$  – средний градиент напора по вертикали,  $k$  – коэффициент фильтрации в вертикальном направлении (рис. 61).

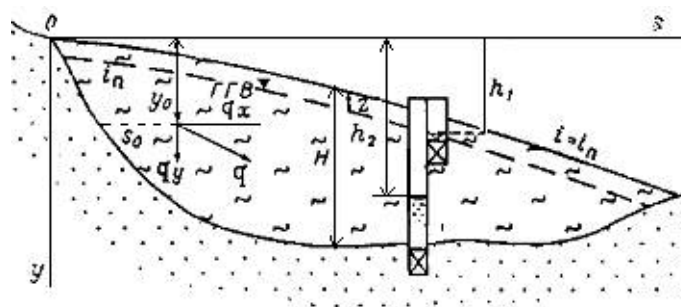


Рис. 61. Разрез болотного массива вдоль линии стекания

Величина  $q_y$  положительна при  $h_2 > h_1$ , когда имеет место напорное питание болота. При  $h_2 < h_1$  – часть воды уходит из болота в подстилающие отложения.

Далее он вводит понятие единичного горизонтального фильтрационного расхода



$$q_Z = i_n \sum_1^n k_j H_j, \quad (104)$$

где  $q_Z$  – горизонтальный фильтрационный расход через вертикальное поперечное сечение высотой  $(H - Z)$  и единичной шириной при уровне грунтовых вод  $Z$ .

Для условий изменения коэффициента фильтрации с глубиной торфяной залежи

$$q_Z = i_n \int_Z^{H-Z} k_Z dH, \quad (105)$$

где  $k_Z$  – коэффициент фильтрации в слое на глубине  $Z$  от поверхности болота.

При разделении всей торфяной толщи на деятельный горизонт  $Z_0$  и инертный  $(H - Z_0)$  это уравнение записывается в виде

$$q_Z = i_n \int_Z^{Z_0} k_Z dH + i_n \int_{Z_0}^{H-Z_0} k_Z dH. \quad (106)$$

Поскольку движение воды по инертному горизонту ничтожно (менее 0,1% от общего), второй величиной можно пренебречь, тогда

$$q_Z = i_n \int_Z^{Z_0} k_Z dZ. \quad (107)$$

Это уравнение вместе с использованием зависимостей  $k_Z = f(Z)$  для каждого типа болотного микроландшафта является основой для вычисления проточности.

Отношение единичного горизонтального расхода  $q_Z$  при уровне грунтовых  $Z$  и среднему уклону поверхности болота  $i$  называется **модулем горизонтальной проточности**,  $M$ . Выше было сказано, что рельеф поверхности болотных массивов практически точно совпадает с рельефом поверхности грунтовых вод, поэтому уклон принят средним для поверхности болота  $i$ .

$$\text{Модуль проточности} \quad M_Z = \frac{q_Z}{i} = \int_{Z_0}^Z k_Z dZ. \quad (108)$$

Модули проточности для разных микроландшафтов в зависимости от величины  $k$  определены, они изменяются от 1 до 12600 выше поверхности земли, от 10 до 860 при  $Z = 0$ , от 2,2 до 94 см<sup>2</sup>/с на глубине  $Z = 20$  см и равны нулю при глубине 40–60 см (табл. 25).

**Модули проточности ( $M$ , см<sup>2</sup>/с) и коэффициенты фильтрации ( $K$ , см/с)  
по глубине микроландшафтов,  $Z$**

Глубина $Z$ , см	Сосново-сфагново- кустарничковые		Сфагново-кустарнич- ковые с сосной		Осоковые, травяно-лесные		Осоковые, сфагново-осоковые	
	$K_0$	$M_Z$	$K_0$	$M_Z$	$K_0$	$M_Z$	$K_0$	$M_Z$
+ 16	8,6	6150	159	12100	–	–	177	8490
+ 8	27	1740	42	7880	320	12000	42	1660
0	10	970	13	780	60	1920	10	330
– 2	8,6	464	11	640	43	1280	5,9	178
– 8	5,6	267	6,2	324	20	472	1,3	32
– 16	3,0	121	3,2	140	4,2	68	0,5	7,4
– 24	1,6	50	1,8	64	1,4	11	1,1	0,9
– 36	0,4	8,1	0,6	15	–	–	0,1	0,8
– 50	0,1	0,6	0,1	1	–	–	0,1	0,3

Примечание: знак «+» означает, что уровень воды выше поверхности земли, знак «–» глубина уровня ниже поверхности земли.

Модули проточности как и коэффициенты проточности максимальны в слое мохового и травяного покрова, ниже поверхности земли деятельный слой с модулем проточности более 50 см<sup>2</sup>/с ограничивается глубиной  $Z = 25$  см, а на осоково-сфагновых, осоковых и травяно-лесных микроландшафтах – слоем до 10 см. Из этих цифр наглядно видна роль деятельного (активного) слоя торфяной залежи.

**Средний модуль проточности  $\bar{M}_Z$**  – отношение средней многолетней величины горизонтальной проточности  $\bar{q}_Z$  к уклону поверхности

$$\bar{M}_Z = \frac{\bar{q}_Z}{i} = \int_{Z_0}^Z k_Z dZ = \bar{k}_0 (Z_0 - Z), \quad (109)$$

где  $\bar{Z}$  – средний уровень грунтовых вод, соответствующий средней проточности  $\bar{q}_Z$ . Вводя понятие среднего коэффициента фильтрации  $\bar{k}_0$ , соответствующего положению  $\bar{Z}$

$$\bar{k}_0 = \frac{\int_{Z_0}^Z k_Z dZ}{Z_0 - Z}, \quad (110)$$

нетрудно получить, что средняя горизонтальная проточность

$$\bar{q}_Z = i \bar{k}_0 (Z_0 - Z). \quad (111)$$

Точно так же проточность при любом переменном уровне грунтовых вод  $Z$ :

$$\bar{q}_Z = i\bar{k}_o(Z_o - Z). \quad (112)$$

Эта формула связывает горизонтальную проточность, или *единичный расход воды* в деятельном слое с уровнями грунтовых вод. Совокупность значений названных величин представляет собой **гидрологическую характеристику** болотного микроландшафта. В таблице 26 приведены выборочные данные по основным типам болотных микроландшафтов.

Таблица 26

**Гидрологические характеристики болотных микроландшафтов (по К.Е. Иванову)**

Группы типов болотных микроландшафтов	Средние многолетние		Характерные уклоны поверхности болота и зеркала грунтовых вод вдоль линий стекания $i_s$
	величина проточности $\bar{q}_Z$ л/(с·км)	модуль проточности $\bar{M}_Z$ см <sup>2</sup> /с	
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 (центральных частей 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) $p_r = 80\%$ , $p_m = 20\%$ , $u_{\max} = 30$ см	0,8–2	2,2–5	0,0037–0,004
б) $p_r = 70\%$ , $p_m = 30\%$ , $u_{\max} = 26$ 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) $p_r = 80\%$ , $p_m = 20\%$ , $u_{\max} = 22$ см	1,2–2,5	3,4–7	0,0030–0,0037
б) $p_r = 70\%$ , $p_m = 30\%$ , $u_{\max} = 22$ см	1,3–3,0	4,3–10	0,0025–0,0035
в) $p_r = 60\%$ , $p_m = 40\%$ , $u_{\max} = 22$ см	1,5–3,0	7,5–15	0,0018–0,0025
В) Грядово-мочажинные комплексы со сфагново-кустарничковыми, облесенными сосной грядами и сфагново-шейхцериевыми мочажинами:			

Группы типов болотных микроландшафтов	Средние многолетние		Характерные уклоны поверхности болота и зеркала грунтовых вод вдоль линий стекания $i_s$
	величина проточности $\bar{q}_z$ л/(с·км)	модуль проточности $M_z$ см <sup>2</sup> /с	
а) $p_r = 60\%$ , $p_m = 40\%$ , $u_{\max} = 22$ см	2,2–4	9–16	0,0022–0,0030
б) $p_r = 50\%$ , $p_m = 50\%$ , $u_{\max} = 22$ см	2,9–4	13–18	0,0020–0,0025
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:			
а) $p_r = 60\%$ , $p_m = 40\%$ , $u_{\max} = 24$ см	3–6	18–22	0,0017–0,0027
б) $p_r = 50\%$ , $p_m = 50\%$ , $u_{\max} = 22$ см	2–6	22–40	0,0009–0,0015
в) $p_r = 30\%$ , $p_m = 70\%$ , $u_{\max} = 22$ см	6–9	40–50	0,0015–0,0018
г) $p_r = 20\%$ , $p_m = 80\%$ , $u_{\max} = 22$ см	9–11	60–110	0,0010–0,0015
д) $p_r = 10\%$ , $p_m = 90\%$ , $u_{\max} = 22$ см	11–15	140–170	0,0008–0,0010
5. Осоково-гипновые	5–9	230–240	0,0001–0,0004
6. Гипново-осоковые	5–9	170–190	0,0003–0,0005

Аналогично средний модуль стока с болотного массива с транзитным потоком выражают через приведенные значения проточностей для прямоугольной формы

$$\bar{m} = \frac{\bar{q}_2 - \bar{q}_1}{B}, \quad (113)$$

где  $\bar{q}_1$  – средний модуль притока,  $\bar{q}_2$  – средний модуль оттока,  $B$  – ширина эквивалентного болотного массива.

Для расчетов, особенно при наличии внешнего питания используют **гидродинамические профили** болотного массива, представляющие собой профили по любой линии стекания. При питании болота за счет поверхностных вод со склонов с минеральными почвами и грунтовых вод

$$q_o = \bar{q}_{гр} + \bar{q}_n, \quad (114)$$

где  $\bar{q}_{гр}$  – средний расход фильтрации на единицу длины фронта выхода грунтовых вод по границе болота,  $\bar{q}_n$  – то же поверхностных вод.

### 5.3.4. Определение стока воды с болотных микроландшафтов

Оригинальный подход к разработке физических основ для гидрологических расчетов водного режима болот и горизонтального водообмена болот с прилегающими территориями использовал К.Е. Иванов. В основу положены зависимости коэффициента фильтрации  $k_z$  от глубины  $z$ . На рис. 62 приведены основные характеристики для расчетов по К.Е. Иванову.

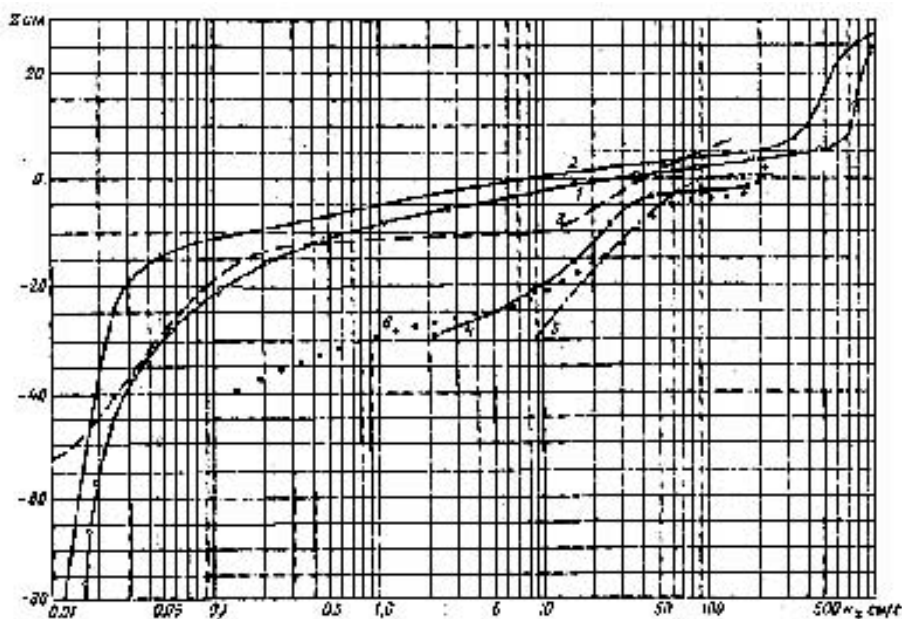


Рис. 62. Эмпирические функции изменения послойных коэффициентов фильтрации с глубиной [ $k_z = f(z)$ ] в деятельном горизонте микроландшафтов различных типов: 1 – осоково-гипновый; 2 – ветниково-березовый; 3 – сосново-сфагново-кустарничковый, элемент микрорельефа – повышение; 4 – комплексный микроландшафт ленточногрядовой структуры, элемент микрорельефа – гряда сфагново-кустарничково-сосновая; 5 – то же, элемент микрорельефа – гряда сфагново-кустарничковая, облесенная сосной; 6 – сфагново-кустарничковый, облесенный сосной элемент микрорельефа – повышение

Для верховых болот величина изменения глубины грунтовых вод  $\Delta z$  может быть определена в зависимости от водного баланса и водоотдачи торфа (очеса) по формуле

$$\Delta z = \frac{P - E - C}{10\mu} \quad (115)$$

где  $P$  – осадки в мм;  $E$  – испарение в мм;  $C$  – сток в мм;  $\mu$  – коэффициент водоотдачи в долях единицы;  $\Delta z$  – изменение уровня грунтовой воды в сантиметрах.

Величину испарения можно представить в виде

$$E = \alpha R_6, \quad (116)$$

где  $R_6$  – радиационный баланс поверхности,  $\alpha$  – коэффициент, зависящий от глубины уровня грунтовой воды, т.е.  $\alpha = f(z)$ .

В то же время величина стока и коэффициент водоотдачи, как показал К.Е. Иванов, также являются функциями величины  $C = \varphi(z)$ ,  $\mu = u(z)$ .

Тогда уравнение можно представить в виде

$$\Delta z = \frac{P - f(z)R_6 - \varphi(z)}{10u(z)}, \quad (117)$$

Поскольку функции  $f(z)$  и  $u(z)$  выражаются довольно сложными кривыми, математическое их описание затруднительно, расчет составляющих водного баланса и хода уровней рекомендуется вести по коротким периодам, суткам.

Для расчета стока с верхового болота с учетом притока воды с выше расположенных микроландшафтов ( $C_1$ ) используется формула:

$$\Delta z = \frac{P - C_1 - f(z)R_6 - \varphi(z)}{10u(z)}, \quad (118)$$

где  $\Delta z$  – изменение уровней грунтовой воды в торфяной залежи,  $P$  – величина атмосферных осадков. Формула 118 оказалась полезной и для учёта бокового и восходящего притока воды на низинное болото.

При большом разнообразии болот по конфигурации и сложности для облегчения расчета внутреннего водообмена очертания форм болотных массивов рекомендуется приводить к эквивалентным по водобалансовым характеристикам и равновеликим по площади фигурам правильной геометрической формы. Их называют *приведенными болотными массивами*.

Болотные массивы, не имеющие внешнего питания, приводят к форме круга, а имеющие внешнее питание, или транзитный сток – к форме прямоугольника.

Для круглого массива

$$Q_L = \oint_L \bar{q}_n dL = \bar{p}\omega. \quad (119)$$

Это равенство действительно для всех болот, не имеющих грунтового питания.

При круглом очертании массива для любого круглого контура с радиально расходящемся потоком с радиусом  $r$ , средний единичный контур  $\bar{q}_r$  есть величина постоянная. Величина  $q_r$  – есть отношение

вектора единичного расхода через контур реального болота к величине, зависящей от площади массива

$$\bar{q}_r = \frac{1}{\pi\omega} \oint \bar{q}_n dL. \quad (120)$$

Эту величину называют **приведенным единичным расходом**, или **приведенной средней проточностью**.

Несложно получить, что средний модуль стока  $\bar{m}$  с болотного массива площадью  $\omega$  равен:

$$\bar{m} = \frac{2\bar{q}_r}{r_n}, \quad (121)$$

поскольку  $\frac{Q}{\omega}$  – представляет средний модуль стока.

Графическим выражением фильтрационного потока является гидродинамическая сетка, состоящая из линий тока и линий равного напора (экипотенциалей). На рис. 120 приведена гидродинамическая сетка при фильтрации воды в торфе к каналу.

Расчет стока по методу фильтрационных характеристик К.Е. Иванова выполняется с использованием таблиц ежедневных уровней грунтовых (болотных) вод и значений единичных расходов воды в тех же микроландшафтах, которые экспериментально определяют по данным о водно-физических свойствах деятельного слоя конкретного болота. Для зимнего периода, когда глубина промерзания превышает уровень грунтовых вод, расчет ведется по глубине промерзания. Длина контура стекания в каждом микроландшафте определяется, как показано выше, по сетке линий стекания, построенной по данным аэрофотосъемки болотного массива.

В заключение следует отметить, что болоту некуда отдавать воду сверх той, что расходуется на испарение, так как проводящая гидрографическая сеть на нем незначительная, поэтому болото постоянно наступает на прилегающие леса, луга и пашни, заболачивая все новые площади. Кстати, по мере роста болота бывшие среди него песчаные острова и гривы оказываются погребенными под торфом, превращаясь в «гидрологические окна», подпитывающие болота водою со склонов (рис. 42).

### Контрольные вопросы

1. Назовите основные фазы формирования поверхностного стока.
2. Метод определения впитывания воды в почву
3. Скорость добегаания и ее влияние на русловой сток.

4. Что такое коэффициент стока и от чего он зависит?
5. Изохроны и их использование при расчете поверхностного стока.
6. Расход воды и его связь с уровнем воды.
7. Гидродинамическая сетка, линии тока и эквипотенциали.
8. Расход грунтовых (подземных) вод.
9. Верховодка, грунтовые воды и напорные воды.
10. Значение понятия инфильтрационное питание.
11. Естественная дренированность в связи с образованием и ростом болот.
12. Гидроизогипсы и их использование при расчетах водного питания рек и болот.
13. Что такое гидравлический уклон потока?
14. Аналитические методы расчета динамики грунтовых вод.
15. Расчет изменения запасов грунтовых вод, притоков и оттока воды.
16. Основные особенности стока с болота.
17. Принципы построения сетки стекания с болотных микроландшафтов.
18. Что такое проточность, как она определяется?
19. Из чего складывается внутренний водообмен болотного массива?
20. Модуль проточности и его изменение по глубине торфяной залежи. Гидрологические характеристики микроландшафтов.
21. Поясните, как проводится расчет фильтрационных расходов и изменений уровня грунтовых вод.



## ГЛАВА 6. СТОК ВОДЫ

### 6.1. Гидрологические характеристики стока

Под словом **сток** понимается движение воды по поверхности, в почве и в толще геологических пород в процессе круговорота ее в природе; в узком смысле сток – количества воды, стекающее с водосбора за какой-либо промежуток времени. Сток различают поверхностный, подземный и почвенный. Поверхностный сток разделяют на склоновый и русловой (речной).

Сток реки зависит от многих факторов и прежде всего климата. По образному выражению, «реки – продукты климата». Атмосферные осадки, испарение, температура воздуха, ледовый режим оказывают влияние на режим стока. Водопроницаемость почв и пород влияет на потери стока в подземные водоносные горизонты, рельеф поверхности водосбора и густота речной сети могут способствовать стоку и, наоборот, задерживать воду. Хозяйственная деятельность человека на реке и водосборе (сооружение водохранилищ, осушение болот и пр.) оказывает значительное влияние на сток.

Гидрологические характеристики, выраженные в соответствующих единицах измерения, называют *гидрологическими величинами*. К ним относят: расход воды, модуль стока, объём стока, слой стока, уровень воды.

Основной характеристикой стока служит **расход** – объём воды, проходящий через поперечное сечение водотока за одну секунду, выражают в кубических метрах за секунду. По известной формуле

$$Q = \omega v,$$

где  $Q$  – расход потока, м<sup>3</sup>/с;  $\omega$  – площадь поперечного сечения, м<sup>2</sup>;  $v$  – средняя скорость движения воды, м/с.

Измерение расхода в любом русле (река, канал и пр.) производят с помощью методов гидрометрии, одним из распространенных средств измерения служит гидрометрическая вертушка. Поскольку скорость потока изменяется по глубине и ширине русла, измерение проводят на разной глубине по промерным вертикалям. На рис. 63 показаны глубины их измерения для получения средних значений.

Максимальные значения скорости потока достигает около поверхности земли при свободном движении воды и на глубине около  $0,5h_p$ , где  $h_p$  – глубина потока в русле, при наличии льда. Для получения средней скорости потока в зависимости от ширины русла используют одну или несколько промерных вертикалей, на которых скорость измеряют

в разных точках по глубине. При глубине потока более 1 м измерения проводят в пяти точках на следующих глубинах: около поверхности, на глубинах  $0,2h$ ,  $0,6h$ ,  $0,8h$  и около дна. При глубине потока менее 1,0 м измеряют скорости в трех точках ( $0,2h$ ,  $0,6h$  и  $0,8h$ ) или в двух точках –  $0,2h$  и  $0,8h$ , при глубине менее 0,5 м – в одной точке на  $0,6h$ .

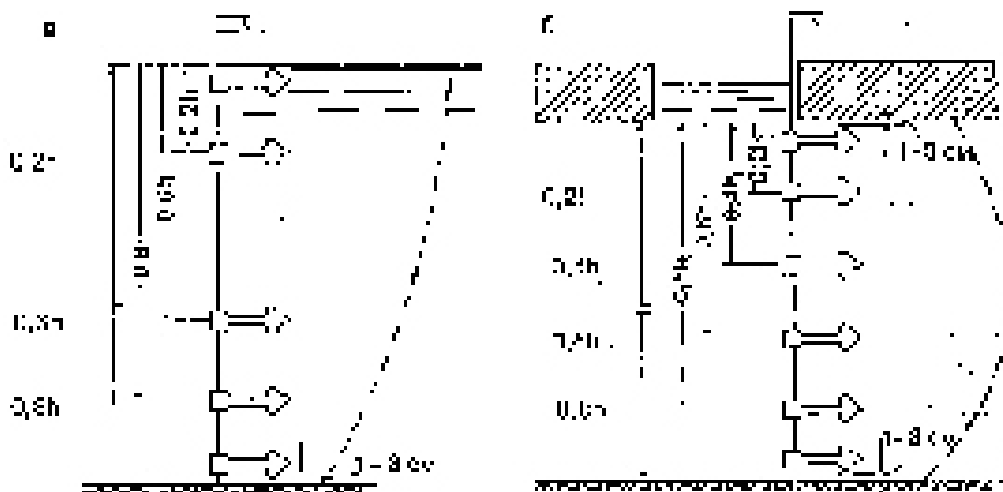


Рис. 63. Этюры скоростей речного потока по вертикали:  
а – свободный поток; б – при наличии ледяного покрова

Среднюю скорость потока при измерении его на разных глубинах вычисляют по формулам:

$$v_{\text{ср}} = 0,1(v_n + 3v_{0,2} + 3v_{0,6} + 2v_{0,8} + v_d), \quad (122)$$

$$v_{\text{ср}} = 0,25(v_{0,2} + 2v_{0,6} + v_{0,8}), \quad (123)$$

$$v_{\text{ср}} = 0,5(v_{0,2} + v_{0,8}), \quad (124)$$

$$v_{\text{ср}} = v_{0,6}. \quad (125)$$

В сильно заросшем русле формулы частично изменяют, так  $v_{\text{ср}} = 0,9v_{0,5}$ . При расчете расхода воды используют средние скорости по вертикали и прилегающие к каждой из них площади поперечного сечения, для крайних вертикалей эта площадь между берегом и крайними вертикалями.

Сток и расход воды связаны выше приведенной зависимостью

$$W = Qt,$$

где  $W$  – сток;  $t$  – время. Сток выражают в кубических метрах или кубических километрах с указанием за какой период (за месяц, год и т.д.).

**Модуль стока** – количество воды, стекающее за одну секунду с единицы водосборной площади в единицу времени. Модуль стока

выражают в литрах в секунду с 1 км<sup>2</sup> площади бассейна –  $M$  л/с·км<sup>2</sup> и вычисляют по формуле

$$M = \frac{1000Q}{F}, \quad (126)$$

где  $F$  – площадь бассейна. (Модуль стока часто в мелиоративной гидрологии обозначают буквой  $q$ ). Эта величина удобна при оценке территорий по стоку. Среднее значение модуля стока, например, составляет для района Москвы 6 л/с·км<sup>2</sup>, для Хабаровска 8 л/с·км<sup>2</sup>.

**Слой стока** представляет собой высоту слоя воды, выраженную в миллиметрах, если объем стока реки распределить равномерно по площади бассейна (формула 62). При известном объеме стока за какой-либо период ( $W$  м<sup>3</sup>) и площади бассейна ( $F$  км<sup>2</sup>), высота слоя стока ( $h$  мм) определяется из выражения

$$h = \frac{W \cdot 10^3}{F \cdot 10^6} = \frac{W}{1000F}. \quad (127)$$

В этой формуле числовые коэффициенты означают перевод квадратных километров в метры и миллиметры.

Годовой слой стока связан с модулем стока зависимостью

$$h = 31,56 M, \text{ мм}. \quad (128)$$

**Норма годового стока** – среднеарифметическое значение за многолетний период ( $n$  лет) при неизменных физико-географических условиях водосбора. Выражается она в следующих характеристиках стока:

$$Q = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n}; \quad W_o = \frac{\sum_{i=1}^n W_i}{n}; \quad M_o = \frac{\sum_{i=1}^n M_i}{n}. \quad (129)$$

Норма стока является основной гидрологической характеристикой реки и бассейна.

В многолетнем плане сток имеет определенную цикличность, выражающуюся в сочетании многоводных, маловодных и средних по водности лет.

**Модульные коэффициенты** представляют собой отношения стока данного года или какого-либо периода к их среднему значению (норме) за тот же период:

$$\kappa_i = \frac{M_i}{M_o} = \frac{Q_i}{Q_o} = \frac{h}{h_o}, \quad (130)$$

где  $Q_o$ ,  $M_o$ ,  $h_o$  – соответственно средние значения расходов, модулей и слоя стока.

Наряду с последними, широко используется **коэффициент стока**. Величина его показывает, какая доля осадков, выпавших в бассейне, стекает в реку. Значение коэффициента стока для коротких периодов (год, сезон, месяц) является условным, так как сток реки за короткий период вызван не только осадками этого периода, но и частью осадков за предшествующий период. Например, сток за период весеннего половодья определяется в основном зимними осадками.

Норма модульного коэффициента равна единице. Выше названный слой, модуль, коэффициент стока используют при изображении величин стока на топографических картах.

**Уровнем воды** в реке называется положение свободной водной поверхности над некоторой условной плоскостью. Колебания уровней воды в реках зависят главным образом от изменения расхода воды: с повышением расхода воды уровни возрастают, с уменьшением расхода понижаются. Изменения расходов воды обуславливаются типом питания реки.

Изменение водности потока, основного фактора уровня режима, определяет сезонный характер колебания уровней воды.

Между расходами и уровнями воды в русле имеются зависимости: с увеличением глубины в русле расходы увеличиваются. Зависимость  $Q = f(H)$  называется *кривой расходов воды* (рис. 64).

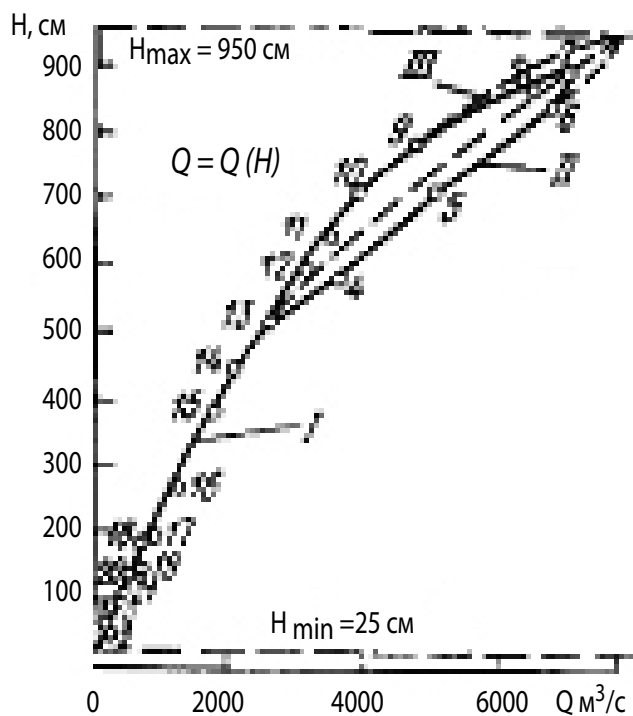


Рис. 64. Зависимость расходов р. Белой у г. Уфа от уровня воды  $H$

Величины  $Q$  принято откладывать по оси абсцисс. Как правило, точки расходов располагаются без разброса, образуя плавные однозначные кривые. В случае деформируемого, неустойчивого русла из-за его зарастания может быть разброс точек, которые осредняются отдельно плавной кривой. На рис. 64 приведены характерные кривые для меженного периода (I), для подъёма (II) и спада паводка (III) реки Белой и осредняющая (показана пунктиром) линия.

Существует также понятие *водоотдача речного бассейна*, под которой понимается объём воды, отдаваемый бассейном в единицу времени. Рассчитывают водоотдачу бассейна для коротких периодов продолжительностью сутки, пентада, декада. Выражают обычно в миллиметрах слоя воды.

Поскольку все гидрологические величины по годам и в течение года изменяются, для их оценки этот ряд фактических измерений называют гидрологическим рядом. Ряды могут быть календарные (с какого-то и по какой-то год) и ранжированные. **Ранжированный гидрологический ряд** – это тот же ряд, но члены ряда расположены в убывающем порядке, от максимального за календарный период до минимального. Каждый член ряда имеет порядковый номер  $m$  от первого (например, максимальный расход за период наблюдений) до последнего  $n$ -го члена ряда.

Отношение  $p = m/n$ , как показано выше, называют *обеспеченностью*. Обеспеченность выражают в процентах. Откладывая в системе координат по оси ординат значения, например,  $Q$ , а по оси абсцисс обеспеченность, получаем *кривую обеспеченности* расходов. Концы её экстраполируют до осей ординат при  $p = 0$  и  $p = 100\%$ . По кривой обеспеченности можно определить расход любой заданной обеспеченности. Кривые обеспеченности используют и для характеристики любых других гидрологических величин (испарения, осадков, радиационного баланса, дефицита влаги и др.).

В мелиоративной гидрологии, как и в гидравлике, используется понятие **расчетной гидрологической характеристики**, которая характеризует любую величину ряда определенной обеспеченности. Например, 50%-ной обеспеченности соответствует расход  $Q_{50}$ , 75%-ой обеспеченности –  $Q_{75}$  и так далее. Особенно важны расчетные гидрологические характеристики для оценки величины осадков в годы избыточно влажные (95% и 75-ая) обеспеченность, средние (50%), засушливые (25%), острозасушливые (95%), а также оценки лет по стоку (многоводные, средние, маловодные и т.д.).

Для построения кривых обеспеченности проводится оценка гидрологического ряда (см. раздел 1.6).

Для получения надежных значений эмпирических кривых обеспеченности необходимы длинные ряды наблюдений гидрологических величин. При коротких рядах слабо освещенными остаются концевые участки кривых, отражающие максимальные и минимальные значения, которые особенно необходимы в инженерной практике. Для этих целей используют аналитические функции распределения ежегодных вероятностей превышения (трехпараметрическое гамма-распределение, биномиальные кривые и др.), по которым строят аналитические кривые распределения (Г.В. Железняков, 1993).

## **6.2. Водное питание рек**

Величина стока зависит от водного питания реки, которое определяется комплексом условий, основными из них являются климатические условия, рельеф почвы, геологическое строение и гидрогеологические условия.

Климатические условия включают атмосферные осадки и режим их выпадения в течение года и многолетия, солнечную радиацию и её распределение на поверхности земли и в приземном слое атмосферы. Они имеют зональный характер и плавно изменяются по территории. Рельеф и почвы определяют условия просачивания осадков в почву и глубокие слои, величины поверхностного и грунтового стока, интенсивность водоотдачи бассейна. Геологические и гидрогеологические условия определяют величину подземного питания рек. В объеме стока рек преобладает поверхностный сток, особенно в периоды половодья и паводков. Подземный сток в реки более стабилен в течение года, он определяет речной сток в летнюю и зимнюю межень.

Помимо зональных факторов величину речного стока определяют азональные характеристики: площадь водосбора и площади расположенных на нем болот, озер, лесов, пашен и лугов. Эти факторы влияют по разному на сток. Озера и водохранилища являются основными регуляторами стока, благодаря наличию в них аккумулярующей ёмкости, заполняя которую они уменьшают величину стока в многоводные периоды, «срезая» пики, увеличивая минимальные расходы и делая сток более равномерным в течение года.

Подобное выравнивающее действие на сток оказывают леса, накапливая больше снега по сравнению с открытой местностью

и задерживая снеготаяние в весенний период, но бытует мнение, что леса больше расходуют воды на испарение. Это справедливо для степной, засушливой зоны. В зоне избыточного увлажнения испарение влаги лесом почти то же, что и на полях. Кроме того, здесь больше конденсация водяного пара из-за меньшей скорости ветра в лесном массиве, которая увеличивает увлажненность почвы и запасы грунтовых вод.

В течение года роль различных видов питания меняется, наиболее устойчиво и равномерно в течение года подземное питание. На некоторых реках подземное питание достигает 50–60%.

Более сложным является вопрос о влиянии болот на речной сток. Роль болот в водном питании конкретной реки может быть установлена на основе водного баланса путем оценки приходных и расходных элементов, прежде всего атмосферных осадков, суммарного испарения, влагообмена зоны аэрации с грунтовыми водами и влагообмена с прилегающей территорией.

В условиях Белоруссии расход влаги на испарение с низинных болот до 1,5 раз больше, чем на суходольных сельскохозяйственных угодьях. Увеличение испарения ведет к безвозвратным потерям воды для рек.

Болота уменьшают сток и увеличивают испарение. Так, причина громадной заболоченности Полесья – близкое залегание грунтовых вод у поверхности песчаных почв. Максимальная заболоченность наблюдается там, где грунтовые воды залегают высоко и где имеют место наиболее интенсивные их выходы. Там же больше и меженное питание рек. Автор делает заключение, что большая заболоченность водосбора и большой межennyй сток в данных физико-географических условиях – это два параллельных следствия одних и тех же главных причин – повышенного грунтового питания, водопроницаемости песчаных грунтов, подстилающих торфяные отложения, близости грунтовых вод к поверхности, медленной водоотдачи и затрудненного поверхностного стока вследствие плоского рельефа.

В результате анализа обширного материала гидрологических исследований был сделан вывод о том, что болота ухудшают меженное питание рек, каждый процент заболоченности водосбора уменьшает слой годового стока на 0,4–0,5 мм.

Влияние болот на речной сток можно оценить при сравнении коэффициентов стока рек с различной заболоченностью водосборов. В таблице 27 приведены данные о влиянии заболоченности водосбора на коэффициент стока. Коэффициент стока рек с заболоченными на 30% водосборами почти в два раза меньше, чем с незаболоченных водосборов.

## Влияние заболоченности водосбора на коэффициент стока

Группа заболоченности	Число водосборов	Средняя по группе заболоченность, %	Средний по группе коэффициент стока
0–5	2	4,0	0,32
6–10	3	8,3	0,29
11–15	4	11,8	0,27
16–20	5	18,4	0,29
21–25	4	23,0	0,24
26–30	4	29,5	0,24
>31	2	41,0	0,18

Положительная роль болот не в увеличении стока, а в более равномерном внутригодовом и внутрисезонном распределении стока.

Большое разнообразие физико-географических условий формирования речного стока определяет изменчивость стока и расходов рек.

Циклы в 60 лет включают пять 12-летних, а последние – 3–4 периода продолжительностью 3–4 года. Подобная ритмичность прослеживается в чередовании засух.

Характер колебания среднегодового стока рек за сто лет хорошо выражен на рис. 65, на котором приведены расходы реки Западной Двины. Четко выделяются четыре минимума (1889, 1920, 1944 и 1964 гг.) и три максимума стока (1903, 1927 и 1957 гг.). Полный цикл колебаний стока составляет 24–25 лет, при этом увеличение расходов воды до максимальных происходит за 11 лет, уменьшение стока до минимальных значений – за 14 лет.

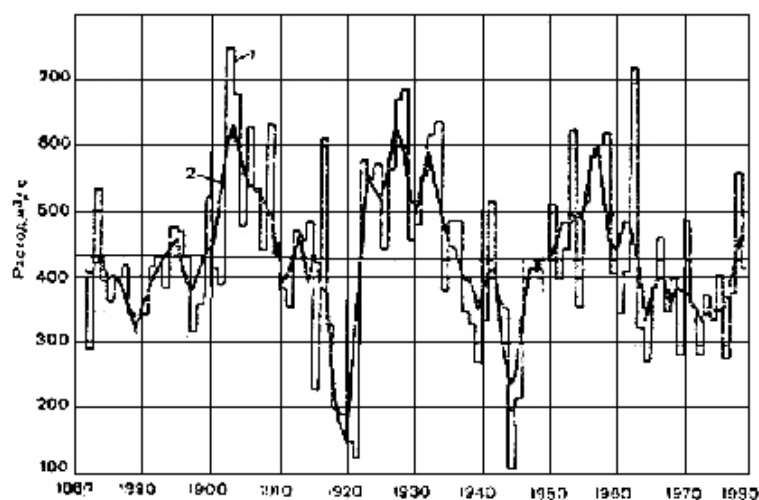


Рис. 65. Среднегодовой сток р. Западной Двины (створ Двинск) за период 1880–1980 гг.:  
1 – измеренные величины; 2 – скользящие средние величины стока



В зависимости от условий питания в режиме рек выделяют следующие характерные фазы: половодье, паводки и межень, которые проявляются, прежде всего, в уровнях воды и расходах.

**Половодье** характеризуется продолжительным повышением стока, повторяющимся ежегодно в один и тот же сезон. Половодье вызывается на равнинных реках снеготаянием (весеннее половодье), в муссонной зоне – выпадением летних, затяжных дождей (например, летнее половодье на реках Дальнего Востока).

**Паводок** представляет собой кратковременное повышение стока, не приуроченное к определенному периоду и повторяющееся в некоторые годы по нескольку раз. Паводки обычно возникают от дождей, но в условиях неустойчивой зимы они могут быть вызваны интенсивным кратковременным таянием снега.

**Межень** – фаза водного режима, характеризующаяся продолжительным стоянием низких расходов воды в реке вследствие сильного уменьшения или прекращения поверхностного стока; в этот период река питается главным образом за счёт подземных вод. На большинстве рек различают летнюю и зимнюю межень. К летней (летне-осенней) межени относят период от конца половодья до осенних паводков. Зимняя межень совпадает обычно с периодом ледостава.

Хронологический график колебания уровня воды в реке дает наглядное представление о колебаниях уровня в течение года, знание которых необходимо при хозяйственном использовании реки.

Реки, вытекающие из болот и озер, характеризуются плавным изменением уровня, поскольку озера и болота являются природными регуляторами стока. **Амплитуда колебания уровней** (разность между наивысшими и наименьшими уровнями) на таких реках редко превышает 3–7 м. На рис. 66 приведены графики колебания уровней для одной реки для разных ее створов (постов).

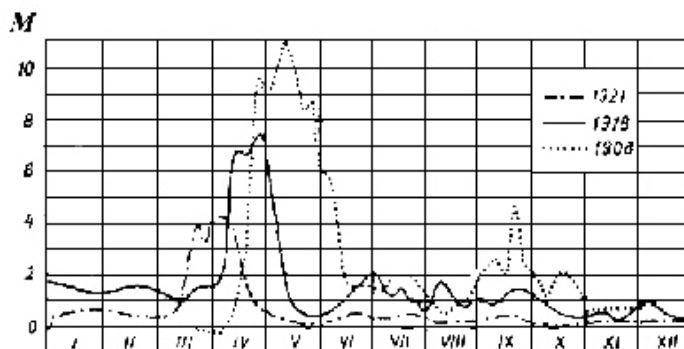


Рис. 66. График колебания уровня воды р. Днепр у г. Орша за характерные по водности годы

На графике хорошо выражены характерные фазы стока: половодье, паводки и межени.

Колебания уровней воды вызывают зарастаемость русла водной растительностью, деформацию русла, ледовые и ветровые явления. В устьях рек, впадающих в моря, периодические изменения положения уровня происходит в результате приливов и отливов. Естественный режим уровня нарушается гидротехническими и мелиоративными сооружениями.

На основании многолетних наблюдений за уровнями, устанавливают даты наступления характерных уровней, наивысшее, среднее и наинизшее значения каждого из них, амплитуду колебания уровней, продолжительность ледостава, осеннего и весеннего ледоходов, даты вскрытия и замерзания рек и другие характеристики.

При обработке данных наблюдений за уровнями воды за много лет или ежедневных вычисляют уровни: средний, высокий и низкий (последние с указанием дат). Вычисляют амплитуду колебания уровней.

Амплитуда колебания уровней на крупных реках Сибири (Енисей, Обь, Лена и др.) достигает 20–30 м. Значительные подъемы уровня воды на этих реках происходят вследствие большого поступления талых вод или вследствие заторов льда, обычно наблюдающихся на реках, текущих с юга на север. На реках европейской части России наибольшая амплитуда колебаний уровня воды 18,2 м наблюдалась на р. Оке у г. Калуги.

По результатам многолетних наблюдений строят графики повторяемости и продолжительности стояния уровня и определяют их обеспеченность.

**Коэффициент вариации** характеризует многолетнее изменение годового стока, который зависит от величины осадков и испарения, размера водосборного бассейна, характера слагающих его почв и пород, степени зарегулированности стока водохранилищами и других факторов. Поскольку испарение и осадки зависят от широты местности и её высоты над уровнем моря, то и  $C_v$  зависит от широты и высоты. Коэффициент  $C_v$  может быть вычислен с достаточной точностью для ряда продолжительностью 10 лет. При отсутствии наблюдений  $C_v$  вычисляют по формуле Д.Л. Соколовского

$$C_v = a - 0,063 \lg (F + 1), \quad (131)$$

где  $a$  – географический параметр, определяемый по карте, он изменяется примерно от 0,5 (Архангельск, Киров) до 0,55 (Москва, Екатеринбург) и до 0,63 (Воронеж).

**Коэффициент асимметрии** характеризует асимметричность кривой распределения годового стока. Для его вычисления необходим длинный ряд наблюдений. При отсутствии такового принимают  $C_s = 2C_v$ . Вопрос о зональности коэффициента  $C_s$  пока недостаточно изучен, особенно в части подземного стока.

В зависимости от модульного коэффициента  $k$  и  $C_v$  коэффициент асимметрии вычисляется для рядов наблюдений по формуле

$$C_s = \frac{\Sigma(k-1)^2}{(n-1)C_v^3} \cdot \quad (132)$$

Далее, по таблице С.И. Рыбкина, содержащей биномиальные кривые обеспеченности при  $C_s = C_v$ , вычисляют ординаты кривой обеспеченности по параметрам  $M_{ср}$ ,  $C_v$  и  $C_s$  для значений от 0,01 до 99,9%. (Таблицы Рыбкина имеются в книгах по общей гидрологии.)

Расчетная обеспеченность стока при инженерных расчётах принимается в зависимости от класса гидротехнических сооружений в соответствии с действующими нормами и техническими условиями (табл. 28).

Таблица 28

**Расчетная вероятность превышения максимальных расходов  
в зависимости от класса сооружений, %**

Условия эксплуатации	I	II	III	IV	V
Нормальные	-	-	3	5	10
Чрезвычайные	0,01	0,1	0,5	1	-

Расчетная обеспеченность стока рек-водоприемников и осушительных каналов на болотах площадью до 2 тыс. га принимается по таблице 29.

Таблица 29

**Обеспеченность расчетных расходов и условия их пропускa для водоприемников  
и проводящей сети осушительных систем площадью до 2 тыс. га**

Сельскохозяйственное использование осушаемых земель	Расчетные расходы	Условия пропускa расчетных расходов	Обеспеченность, %
Полевые севообороты с озимыми культурами (вне поймы)	Весеннего половодья	В бровках	10
	Летне-осеннего паводка	С запасом от бровок 0,3 м	10
Полевые севообороты без озимых культур	Предпосевной	-//- - 0,6 м	10
Пастбища	Летне-осеннего паводка	-//- - 0,3 м	10
Сенокосы	Летне-осеннего паводка	В бровках	10
Овощные севообороты	Предпосевной	С запасом от бровок 0,8 м	5
	Летне-осеннего паводка	-//- - 0,5 м	5

Сельскохозяйственное использование осушаемых земель	Расчетные расходы	Условия пропуска расчетных расходов	Обеспеченность, %
Сады	Весеннего половодья Летне-осеннего паводка	В бровках С запасом от бровок 0,5 м	5 5
Для всех видов использования земель	Среднемеженный	Обеспечение бесподпорной работы впадающей сети	50
Поймы	Среднемеженный	Обеспечение бесподпорной работы впадающей сети	50

Для крупных объектов необходимая обеспеченность устанавливается на основе технико-экономического расчета, учитывающего затраты и дисконт капитала, инвестиции и эксплуатационные издержки.

Выделение грунтовой составляющей речного стока производится путем расчленения гидрографа стока по методике Б.И. Куделина.

### 6.3. Расчетные гидрографы стока

Напомним, что под гидрографом понимается график изменения расхода воды в реке за год, т.е.  $Q = f(t)$ . Гидрограф отражает сложные процессы, происходящего водообмена поверхностных и грунтовых вод и формирования речного стока. Ежегодное перемещение фаз половодья, паводков и межени и экстремальных расходов во времени усложняет методику построения обобщенных гидрографов стока.

Форма гидрографа зависит от запаса воды в снеге и режима температуры воздуха, от степени залесенности, заболоченности водосбора и его площади. Наибольшие колебания в водоотдаче из снега вызывают суточные изменения температуры. Сток сглаживается регулирующим воздействием рельефа, неравномерностью снеготаяния и разновременностью добегания талых вод с разных частей водосбора. Лес и болота удлиняют период половодья, уклон поверхности водосбора слабо влияет на модули стока.

На рисунке 67 приведен гидрограф стока одной из равнинных рек, на котором показаны основные расчетные ординаты стока:  $Q_{м.вес}$  – максимальный расход талых вод,  $Q_{пп}$  – предпосевной,  $Q_{м.лп.}$  – максимальный расход летних паводков.

Для построения гидрографов используются разные методы. Для изученных рек применяют методы: 1) реальных лет; 2) средних по ходу стока лет (фиктивных); 3) типовых гидрографов.

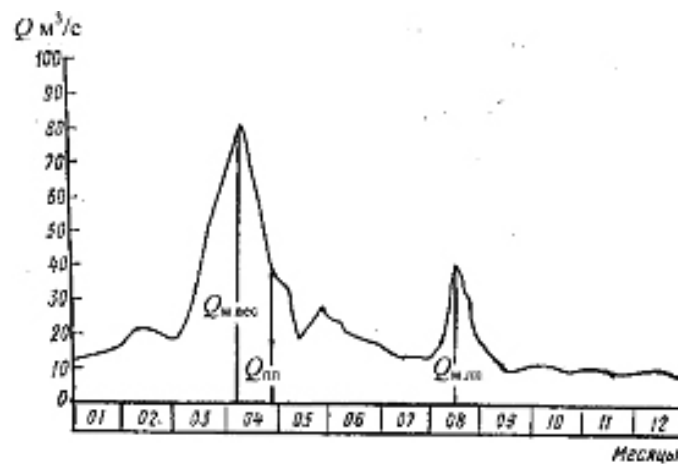


Рис. 67. Гидрограф годового стока

Каждый из них имеет недостатки. Гидрографу любого реального года свойственны индивидуальные особенности конкретного года; среднему гидрографу, при котором осредняются расходы, приходящиеся на одну и ту же дату по всем годам или по группам многоводных и маловодных лет, присущи сглаженные и менее типичные особенности хода стока.

Наиболее полно выявляет неравномерность в распределении стока и характерные черты внутригодового режима стока *метод типового гидрографа*.

Построение расчетных типовых гидрографов выполняется осреднением данных наблюдений по группе лет с учётом внутрисезонной обеспеченности. В расчет при этом принимаются годы равной обеспеченности всей межени и внутри ее – летних месяцев.

Модели гидрографов для типичных многоводных и маловодных лет устанавливаются на основании обобщения режима стока реальных многоводных и маловодных лет. В качестве критерия при обобщении принимается водность лимитирующего летне-осеннего сезона. Из ряда фактически наблюдаемых лет, расположенных в порядке убывания объемов стока, выделяются группы многоводных и маловодных лет. Годы верхней квантили такого ранжированного ряда (обеспеченность 0–25%) относятся к многоводным со средней обеспеченностью примерно 12%, нижней квантили (обеспеченность 75–100%) – к маловодным со средней обеспеченностью примерно 85%. Для типовой модели среднего по водности года определяются гидрографы всего периода наблюдений.

Выделение характерных по водности лет (многоводных и маловодных) по критерию водности летне-осеннего периода проводится

в табличной форме с использованием по вертикали следующих граф: номера по порядку от 1 до последнего *n* сначала по многоводной группе лет, затем по маловодной группе лет, процент обеспеченностей стока летне-осеннего периода и  $\Sigma Q$  (м<sup>3</sup>/с) в порядке убывания сначала для многоводной, затем для маловодной группы лет.

Для весны, лета–осени и для каждого календарного года, вошедшего в группу многоводных по летне-осеннему стоку, строятся ежегодные кривые продолжительности путем расположения декадных расходов в порядке убывания. Каждому члену ряда выписывается соответствующая ему декада. То же выполняется для зимнего периода, но для месячных расходов.

Градации расходов от самого большого до самого малого в каждом году за все календарные годы, расположенные по графам, осредняются за многолетие. Каждому члену осредненного ряда (графы) приписывается календарная декада или месяц, соответствующие наибольшей частоте появления ее в данном классе расходов (графе). Среднее относительное распределение по декадам и сезонам (в процентах от стока за период) устанавливается по итоговым данным для каждой группы лет.

Составляется сводная таблица внутрисезонного распределения стока за отдельные сезоны в процентах от общего объема за сезоны года.

На основании расчета устанавливается внутрисезонное распределение стока (% от сезонного для многоводных, маловодных и средних по водности лет).

Представляют интерес данные по внутрисезонному распределению стока по реке Бобрик по сезонам, месяцам и декадам (табл. 30).

Абсолютные величины стока (м<sup>3</sup>/с) по сезонам этой реки составили за расчетный средний многоводный год (12–16% обеспеченности):

Весна	55,4
Лето	15,2
Осень	13,9
Зима	16,6
<b>Год</b>	<b>101,1.</b>

Приведенные данные могут служить ориентиром для характеристики стока в близких по гидрологическому режиму районах.

Для неизученных рек, к которым относится большинство малых и средних рек, протекающих в болотных районах, при построении гидрографа используют безразмерные типичные для многолетия модели гидрографов декадного стока по принципу физико-географической аналогии, которые построены по изученным рекам. При построении

расчетных гидрографов по моделям распределения декадного стока необходимы данные по заданной обеспеченности объемов сезонного и годового стоков. В этих целях используются параметры кривых распределения объемов стока лимитирующих сезонов по исследованным рекам или обобщенные по территории (такие данные разработаны для территории Беларуси).

Таблица 30

**Внутрисезонные распределения стока р. Бобрик**

Сезоны	Месяцы	Декады	Сток
Весна	март	1	1,6
		2	2,5
		3	4,0
	апрель	1	14,0
		2	30,0
		3	21,3
	май	1	8,4
		2	7,2
		3	11,0
Сумма за весну	–	–	100
Лето	июнь	1	19,2
		2	15,7
		3	10,3
	июль	1	13,8
		2	11,9
		3	9,1
	август	1	7,6
		2	6,5
		3	5,9
Сумма за лето	–	–	100
Осень	сентябрь	1	5,5
		2	5,0
		3	4,5
	октябрь	1	8,8
		2	10,5
		3	13,1
	ноябрь	1	14,7
		2	17,4
		3	20,5
Сумма за осень	–	–	100
Зима	декабрь		52,5
	январь		30,0
	февраль		17,5
Сумма за зиму	–	–	100

Обобщенные по территории разработки выполнены по рядам фактических наблюдений. Резко выделяющиеся члены, значительно превышающие нормы стока, и коэффициенты изменчивости исследованы на возможность исключения. Для установления правомерности исключения отдельных членов ряда использован метод статистических критериев.

Расчет ведется статистическим методом с использованием коэффициентов  $C_v$  и  $C_s$ . Для определения коэффициента вариации используется формула

$$C_v = a - 0,13 \lg (F + 10), \quad (133)$$

где  $a$  – географический параметр,  $F$  – площадь водосбора, км<sup>2</sup>.

В помощь специалистам составлены карты гидрологического районирования внутригодового распределения стока и испаряемости, среднего годового стока, норм стока летне-осеннего периода и карты изолиний параметра  $a$ , который изменяется от 0,8 в северо-западных районах до 1,2 на юге и 1,3 в юго-западных районах Белоруссии.

Расчет выполняется по обобщенной модели многоводного и маловодного годов хорошо изученного речного бассейна с использованием карт изолиний и таблицы Фостера–Рыбкина. В итоге вычисляются значения годового стока заданной обеспеченности. Годовое значение слоя стока заданной обеспеченности распределяется по осадкам по типовым обобщенным моделям внутригодового распределения стока в зависимости от гидрологического района, размера водосборной площади и водности года.

При отсутствии обобщенных моделей *расчет внутригодового стока* неизученных рек проводится **по реке-аналогу**. Река-аналог должна находиться в одном гидрологическом районе с неизученной рекой, иметь близкие с ней по размерам площадь водосбора и другие физико-географические характеристики. Порядок расчета схож с выше описанным, но используются параметры распределения реки-аналога.

#### **6.4. Расчетные гидрографы весеннего половодья**

Максимальные расходы рек формируются при прохождении весенних половодий и дождевых паводков и соответствуют их пику. Гидрологическими расчетами устанавливаются вероятностные характеристики максимальных расходов (вероятность превышения фиксированных расходов или обеспеченность).



Гидрографы суточных расходов половодий необходимы при трансформации половодий водохранилищами, при регулировании русел рек-водоприемников, установлении зон и длительности затопления и подтопления земель, при определении режима работы осушительных систем в весенний период и в других случаях водохозяйственного проектирования и строительства.

Поскольку внутрисезонный ход суточных расходов половодий по календарным годам представляет собой стохастический процесс, типовые схемы внутрисезонного распределения устанавливаются на основании информации по наблюдениям за режимом стока. При обобщении такой информации разрабатывается осредненная модель гидрографа стока, вероятные колебания отдельных элементов стока и взаимосвязи между ними. Все элементы гидрографа (даты начала и конца, объёмы стока, максимальные расходы, продолжительности половодий) варьируют по годам, что осложняет построение расчетных гидрографов.

Характеристикой неравномерности распределения весеннего стока во времени может служить показатель формы гидрографа, который в количественном отношении определяется безразмерным коэффициентом  $\lambda$ , равным отношению среднего за половодье расхода к максимальному,  $\lambda = Q_{\text{ср}}/Q_{\text{м}}$ . Установлено, что половодья с большой неравномерностью весеннего стока характеризуются малыми значениями  $\lambda_{\text{ср}}$  (0,14–0,24). Для рек с наиболее выраженным гидрографом, вследствие внутренней зарегулированности стока, значения  $\lambda$  возрастают. Повышенные коэффициенты  $\lambda$  характерны для рек со значительной озерностью ( $\lambda_{\text{ср}} = 0,25\text{--}0,37$ ), с большой заболоченностью и лесистостью ( $\lambda_{\text{ср}} = 0,26\text{--}0,37$ ).

Влияние зональных факторов на характер выравненности стока половодья отчетливо проявляется при рассмотрении режима рек, находящихся в различных физико-географических условиях. Для иллюстрации на рис. 68 приведены гидрографы среднего половодья рек с близкими

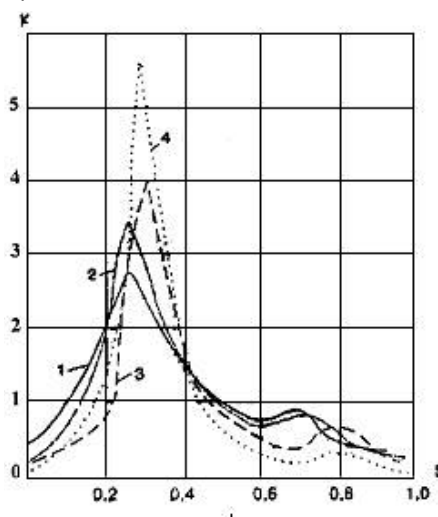


Рис. 68. Гидрографы среднесуточных расходов рек весеннего половодья в средний по объёму стока год, типичные для гидрологических районов Полесья. Реки: 1 – Дисна, 2 – Птичь, 3 – Бобр, 4 – Вихра

по площади, водосборами (около 2 тыс. км<sup>2</sup>). Коэффициент  $\lambda$  этих рек изменяется от 0,14 до 0,37, увеличиваясь с ростом заболоченности, лесистости и озерности.

Изменчивость коэффициента  $\lambda$  зависит в значительной степени от метеорологических факторов, определяющих снеготаяния на водосборе и условия снеготаяния в отдельные годы. Но в пределах отдельных гидрологических районов для разных градаций водосборных площадей  $\lambda$  имеет устойчивое значение.

Обобщенные гидрографы половодья, по данным натурных наблюдений, могут составляться разными приемами. В водохозяйственных расчетах в целях регулирования водного режима на осушаемых землях требуется привязка ординат гидрографов к датам календаря. Поэтому в водохозяйственных расчетах применяется специальная методика типизации.

Типизация гидрографов выполняется для высоких, средних и низких половодий с учетом их многомодельной формы, являющейся следствием ряда гидроклиматических факторов: временное понижение температуры на подъеме половодья (волна 1), наиболее интенсивное снеготаяние при прохождении основного объема половодья (волна 2), наслоение осадков на спаде половодья (волна 3). На некоторых крупных реках наблюдается раздвоение основной волны половодья, повторяющееся из года в год. Наличие таких половодий обусловлено местными физико-географическими и климатическими условиями бассейна в целом и в отдельных притоках. Осредненный гидрограф для этих рек строится с учетом повторного пика основной волны. Многомодельные гидрографы для конкретных пунктов строятся на базе средних кривых обеспеченности каждой характерной волны.

В качестве аргумента типизации принята водность расчетного периода (объем половодья). Для осреднения высоких и низких половодий выбраны годы, вошедшие соответственно в верхнюю и нижнюю четверти кривой распределения объемов (0–25; 75–100%). При построении типовой модели среднего года осредняются гидрографы всех лет. Ординаты гидрографов  $K$  выражают в долях от среднего расхода за весенний период ( $K = Q_t / Q_0$ ) и абсциссы  $S$  в долях от средней (общей для всех фаз) продолжительности ( $S = t/T$ ). Значения  $Q_0$  и  $T$  принимаются в результате осреднения по каждой группе лет характерной водности.

Преимуществом типовых моделей гидрографов является их соответствие кривой среднегодовых характеристик обеспеченности суточных

расходов, осреднение расходов выполнено по аргументу обеспеченности (продолжительности). В таких гидрографах любой суточный расход ( $Q$ ) является средним многолетним из расходов одинаковой обеспеченности за весенний период, а дата прохождения его – средней многолетней за рассматриваемый период продолжительностью  $N$ ,

$$Q_{\tau} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_i, \quad (134)$$

где  $Q_1, Q_2 \dots Q_N$  – расходы соответствующей обеспеченности на ежегодных кривых обеспеченности суточных расходов.

Гидрограф и кривая обеспеченности суточных расходов основной волны приведены на рис. 69.

Полученные расчетные гидрографы характеризуются тем, что по мере возрастания водности ординаты начала половодья, наступления максимума, конца половодья отодвигаются на более поздние сроки, т.е. получается последовательный сдвиг фаз гидрографов от маловодного к среднему и затем к многоводному. В такой же последовательности возрастают максимальные ординаты и уменьшаются минимальные. Имеющиеся различия в форме полученных типовых гидрографов обуславливаются физико-географическими условиями разных водных объектов.

Выполненные обобщения по безразмерным моделям гидрографов могут быть использованы для расчёта внутрисезонного распределения суточных расходов половодья как для изученных, так и для неизученных водотоков, а также для разработки региональных типовых моделей. При отсутствии данных наблюдений можно применять следующие методы построения гидрографов:

- а) непосредственный перенос безразмерных координат гидрографов с опорного створа на расчетный. Это целесообразно при достаточной аналогии гидрологических условий на обоих пунктах;
- б) использование обобщенных моделей типовых гидрографов для отдельных физико-географических районов.

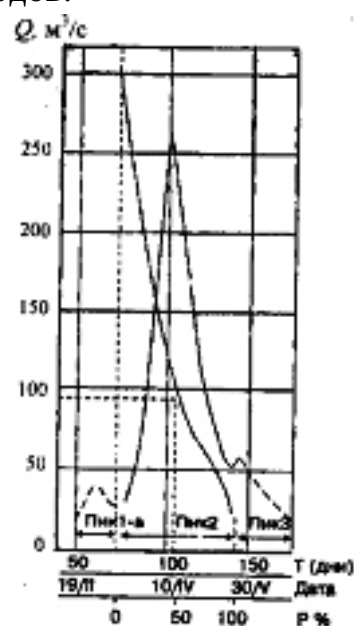


Рис. 69. Типовой обеспеченный гидрограф и кривая обеспеченности суточных расходов весеннего половодья

Гидрографы заданной обеспеченности объема стока ( $h_p$ ) строятся по безразмерным моделям половодья путем умножения ординат на средний расход ( $Q$ ) и абсцисс на общую длительность ( $T$ ) расчетного гидрографа.  $Q$  и  $T$  определяются по формулам:

$$Q = \lambda_p \cdot Q_{\text{Мр}} , \quad (135)$$

где  $\lambda_p$ ,  $Q_{\text{Мр}}$  – соответственно коэффициент формы типовой модели гидрографа и среднесуточный максимум весеннего половодья обеспеченностью  $p\%$ ; значение  $Q_{\text{Мр}}$  для неизученных рек устанавливается по формулам и региональным зависимостям. Значения  $\lambda_p$  принимаются по обобщениям для гидрологических районов или по реке-аналогу. Принимая во внимание, что объем стока за период половодья и максимальный расход связаны тесной коррелятивной связью, их значения при расчетах принимаются одинаковой расчетной обеспеченности.

В зависимости от принятых значений  $\lambda$  и  $Q_m$  вычисляется продолжительность половодья:

$$T = \frac{F \cdot h_p \gamma}{86,4Q} , \quad (136)$$

где  $F$  – площадь водосбора, км<sup>2</sup>;  $h_p$  – высота слоя стока (мм) обеспеченностью  $p\%$ ;  $\gamma$  – коэффициент, учитывающий неравенство статистических параметров объемов и максимумов половодья ( $Q_m$ ) и неполное соответствие их обеспеченностей для характерных по водности лет. Так, при обеспеченности объема весеннего стока от 1 до 97% значения  $\gamma$  изменяются от 1,20 до 0,67.

Расчетные гидрографы неизученных рек привязываются к календарю с помощью карты изолиний дат начала половодья. При этом высокие половодья обычно наступают несколько позже, а низкие половодья раньше средних дат.

Выше изложены методы построения расчетных гидрографов с заданной обеспеченностью объема и максимума. Для построения гидрографов с заданной обеспеченностью продолжительности и объема необходимо иметь параметры кривых распределения объемов стока, дат начала половодья и его продолжительности. Параметры распределения объема стока обычно известны. При установлении дат начала половодья нужной обеспеченности неизученных рек используются кривые вероятностей этих дат для ближайших пунктов с многолетними датами. Правомерность такого подхода может быть оправдана тем, что даты начала половодья практически не связаны с площадью водосборов, а зависят в основном от климатических факторов.

Построение гидрографа половодья с заданными обеспеченностями объёма и продолжительности выполняется по расчетным значениям объёмов стока ( $h_p$ ), продолжительности ( $T_p$ ) и дат начала половодья ( $\tau_p$ ). Средний расход половодья вычисляется по формуле

$$Q = \frac{h_p \cdot F}{86,4T_p} \quad (137)$$

Для неизученных рек производится перерасчет относительных координат безразмерной модели соответствующей водности в координаты расчетного гидрографа путем умножения ординат на средний расход  $Q$  и абсцисс на расчетную продолжительность  $T_p$ . Привязка расчетного гидрографа к календарю выполняется с использованием связи обеспеченности даты начала половодья ( $P_T$ ) с обеспеченностью продолжительности ( $P_\tau$ )

$$P_\tau = 100 - P_T \quad (138)$$

## 6.5. Формулы для определения стока

### 6.5.1. Максимальный расход половодья

*Максимальные расходы* половодья зависят от площади водосбора, запасов воды в снеге, рельефа и состояния поверхности, теплового режима весны и многих других параметров.

При отсутствии или недостаточности гидрометрических данных, максимальный расход половодья (талых вод) и максимальный расход паводков (ливневых вод) определяют по формулам, составленных с учетом основных факторов формирования максимального стока соответствующих фаз гидрографа. Имеется большое количество местных, региональных формул, довольно полно учитывающих особенности физико-географических условий. Ниже приведены две наиболее распространенные формулы.

При отсутствии данных гидрометрических наблюдений *максимальный сток воды рек* весеннего половодья для водосборов с площадями от элементарно малых (менее 1 км<sup>2</sup>) до 20 000 км<sup>2</sup> для европейской и до 50 000 км<sup>2</sup> для азиатской территории определяют по формуле Г.А. Алексеева:

$$Q_p = \frac{K_o h_p \mu \delta \delta_1 \delta_2}{(F + F_1)^n} F, \quad (139)$$

где  $Q_p$  – расчетный максимальный расход воды весеннего половодья

заданной обеспеченности  $P\%$ ,  $\text{м}^3/\text{с}$ ;  $K_0$  – параметр, характеризующий дружность весеннего половодья, определяемый по данным рек–аналогов по этой же формуле обратным путем,  $K_0 = 0,006 - 0,008$ , для равнинных водосборов  $K_0 = 0,006$ ;  $h_p$  – расчетный слой суммарного весеннего стока ежегодной вероятности превышения  $P\%$ , мм; он определяется в зависимости от коэффициента вариации  $C_v$  и отношения  $C_s/C_v$ , а также среднемноголетнего слоя стока  $h_0$ ;  $\mu$  – коэффициент, учитывающий неравенство статистических параметров слоя стока и максимальных расходов воды;  $\delta$  – коэффициент, учитывающий влияние водохранилищ, прудов и проточности озер;  $\delta_1, \delta_2$  – коэффициенты, учитывающие снижение максимального расхода воды соответственно в залесенных и заболоченных бассейнах;  $F$  – площадь водосбора,  $\text{км}^2$ ;  $F_1$  – дополнительная площадь водосбора, учитывающая снижение редукции,  $\text{км}^2$ ;  $n_1$  – показатель степени редукции. Среднемноголетний слой весеннего стока  $h_0$ , необходимый для расчета входящей в формулу величины  $h_p$ , определяют по данным рек–аналогов или интерполяцией с учетом поправок на влияние местных факторов (площади водосбора, озерности, характера рельефа, почв, заболоченности, распаханности и пр.).

Величина

$$h_0 = h_k \cdot K_T, \quad (140)$$

где  $h_k$  – слой стока, снимаемый с карты изолиний, он равен 100 мм для Московской, Ивановской, Горьковской областей; 120 мм для Смоленской, Кировской, Ярославской областей;  $K_T$  – коэффициент, учитывающий условия стока,  $K_T = 0,9$  для территорий с плоским рельефом и песчаными почвами;  $K_T = 1,1$  для холмистого рельефа и глинистых почв.

Средний слой стока половодья  $h_0$  также определяют по картам.

Коэффициент вариации  $C_v$  определяют в соответствии с «Указаниями по определению расчетных гидрологических характеристик» (СН 435-72) по картам изолиний.

Коэффициент асимметрии  $C_s$  для всех районов, за исключением северо-запада и северо-востока, равен  $2C_v$ .

Расчетный слой суммарного стока:

$$h_p = (1 + \Phi C_v) h_0. \quad (141)$$

Величину  $\Phi$  определяют по таблице 31.

В условиях лесостепной зоны для рек с водосбором площадью менее  $200 \text{ км}^2$  вводят поправки на влияние уклонов водосборов. При уклонах  $i_B \leq 70\%$ :

$$\kappa = 0,18 (i_B + 1)^{0,45}, \quad (142)$$

где  $i_B$  – средний уклон водосбора.

Таблица 31

**Ординаты кривых трехпараметрического гамма-распределения при  $C_S = 2C_V$** 

$C_V$	Обеспеченность (P), %							
	0,1	0,5	1	3	5	10	20	50
0,1	134	1,28	1,25	1,20	1,17	1,13	1,08	0,997
0,2	1,73	1,59	1,52	1,41	1,35	1,26	1,16	0,986
0,3	2,19	1,94	1,82	1,64	1,54	1,40	1,24	0,970
0,4	2,70	2,32	2,16	1,87	1,74	1,54	1,31	0,948
0,5	3,27	2,74	2,51	2,13	1,94	1,67	1,38	0,918
0,6	3,87	3,20	2,89	2,39	2,15	1,80	1,44	0,886
0,7	4,56	3,68	3,29	2,66	2,36	1,94	1,50	0,846
0,8	5,30	4,19	3,71	2,94	2,57	2,06	1,54	0,800
0,9	6,08	4,74	4,15	3,21	2,78	2,19	1,58	0,748
1,0	6,91	5,30	4,60	3,51	3,00	2,30	1,61	0,693
1,1	7,75	5,90	6,05	3*0	3,22	2,40	1,62	0,640
1,3	9,60	7,13	6,02	4,42	3,60	2,57	1,62	0,520
1,5	11,60	8,42	7,08	4,98	3,96	2,70	1,59	0,405

Влияние озерности на средний многолетний слой стока весеннего половодья учитывается введением коэффициента снижения стока. В зависимости от средневзвешенной озерности бассейна ( $F_{Oз}$ , %) его величина равна:

$F_{Oз}$	Коэффициент снижения стока
0–2,8	0,9–0,8
2,9–6,4	0,8–0,6
Более 6,4	0,6.

Эти данные не распространяются на реки с промерзающими озерами. Коэффициенты вариации слоя стока весеннего половодья определяют по рекам–аналогам или интерполяцией: при этом для водосборов площадью менее 200 км<sup>2</sup> вводят поправочные коэффициенты:

Площадь водосбора, кв. км	Поправочный коэффициент
0–50	1,25
51–100	1,25–1,20
101–150	1,20–1,15
151–200	1,15–1,05.

Допускается уточнять поправочный коэффициент к  $C_V$  по региональным функциональным зависимостям  $C_V = f(F)$  для равнинных рек.

Расчетные отношения  $C_s/C_v$  принимают осреднением значений, установленных по рекам с наиболее продолжительными наблюдениями за стоком воды.

Коэффициент  $\mu$  принимают в зависимости от природной зоны и расчетной обеспеченности стока (табл. 32).

Таблица 32

**Значение коэффициента  $\mu$**

Зона	$P, \%$								
	0,1	1	3	5	10	25	50	75	95
Тундра и лесная	1,02	1,0	0,97	0,96	0,93	0,90	0,86	0,82	0,82
Лесостепная	1,04	1,0	0,96	0,93	0,89	0,80	0,72	0,64	0,58

Коэффициент  $\delta$ , учитывающий влияние на сток проточных озер, определяют по формуле

$$\delta = \frac{1}{1 + CF_{O3}}, \quad (143)$$

где  $C$  – коэффициент, принимаемый в зависимости от среднееголетнего слоя стока  $h_0$ ;  $F_{O3}$  – средневзвешенная озерность (%):

$h_0, \text{мм}$	Более 100	99–50	49–20	Менее 20
$C$	0,2	0,2–0,3	0,3–0,4	0,4

$$F_{O3} = \sum_{i=1}^n \frac{1000S_i F_i}{F}; \quad (144)$$

где  $S_i$  – площадь водной поверхности озера,  $\text{км}^2$ ;  $F_i$  – площадь водосбора озера,  $\text{км}^2$ .

При наличии озер вне главного русла реки и основных ее притоков коэффициент  $\delta$  принимают при  $F_{O3} < 2\%$   $\delta = 1$ ,  $F_{O3} > 2\%$   $\delta = 0,8$ .

Влияние на сток прудов, регулирующих меженный сток, учитывается только для максимальных расходов вероятностью превышения  $P > 5\%$ , в этом случае допускается уменьшение расчетного расхода до 19%.

Коэффициент  $\delta_1$  определяют по формуле

$$\delta_1 = \frac{\alpha_1}{(F_l + 1)^{n_2}}, \quad (145)$$

где  $F_l$  – залесенность водосбора, %;  $\delta$  – параметр, который принимают по табл. 33.



Значения параметра  $\delta$ 

Природная зона	Расположение леса на водосборе	$F_{л}, \%$		
		3–9	10–19	20–30
Лесная	A	1,0	1,0	1,0
	B	0,85	0,80	0,75
	C	1,20	1,25	1,30
	A, C	1,0	1,0	1,0
	B	1,25	1,30	1,40

Примечание. Расположение леса на водосборе принято условно следующее: А – равномерное; В и С – соответственно в верхней, а также в нижней и прирусловой части водосбора.

При залесенности менее 3% или при проточной озерности более 20% коэффициент  $\delta_1 = 1$ .

Коэффициент  $\delta_2$  определяют по формуле

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0,1F\delta + 1), \quad (146)$$

где  $\beta$  – коэффициент, зависящий от типа болот;  $\beta = 0,8$  – низинные болота и заболоченные леса и луга на водосборах, сложенных супесчаными и легкосуглинистыми почвогрунтами;  $\beta = 0,7$  – водосборы с болотами разных типов;  $\beta = 0,5$  – верховые болота на водосборах с супесчаными и легкосуглинистыми почвогрунтами;  $\beta = 0,3$  – верховые болота на водосборах, сложенных глинистыми и среднесуглинистыми почвогрунтами;  $F\delta$  – относительная площадь болот, заболоченных лесов и лугов в бассейне, %; площадь внутриболотных озер за пределами главного русла и основных притоков реки включается в площади болот.

Влияние болот на максимальный сток зависит от расположения болотных массивов на водосборе, характера осушения и освоения болот. Осушение уменьшает вариации максимальных расходов в многолетнем разрезе.

При заболоченности менее 3% и проточной озерности более 20% коэффициент  $\delta_2 = 1$ .

Коэффициент редукции  $n_1$  принимают для лесной зоны равный 0,22; для лесостепной – 0,1 на суглинистых почвогрунтах; 0,2 – на супесчаных и 0,16 – на почвогрунтах различного механического состава под лесам.

### 6.5.2. Предпосевной сток

В практике осушительной мелиорации болот помимо освещенных выше периодов и величин стока используется так называемый предпосевной период.

**Предпосевной расход** – расход, который проходит по каналам (рекам) в период начала полевых работ на минеральных почвах нормального увлажнения. Он наступает ориентировочно при сумме среднесуточных температур воздуха после схода снега ( $\Sigma t$ ), равной: в Центральном районе – 150°, Юго-Западном – 130°, в Северо-Восточном районе – 180–200°.

Предпосевной расход проходит в период снижения половодья, поэтому рассчитывают его в зависимости от максимального расхода (модуля) половодья по формуле

$$q_{пп} = Kq_m,$$

где  $q_{пп}$  – модуль предпосевого стока, л/с·км<sup>2</sup>;  $q_m$  – модуль максимального стока, л/с·км<sup>2</sup>.

Одной из первых была формула П.А. Дудкина, предложившего определять коэффициент  $K$  в зависимости от рельефа и допустимого времени затопления земель по формулам:

$$K = \frac{3,63}{T^{0,20}} - 1,64; \quad (147)$$

для водосборов с холмистым рельефом и глинистыми почвами:

$$K = \frac{1,64}{T^{0,34}} - 0,40, \quad (148)$$

где  $T$  – допустимое время весеннего затопления осушаемой территории,  $T = 5-15$  сут – для полевых севооборотов и пастбищ;  $T = 15-20$  сут – для лугов.

Более точно  $q_{пр}$  может быть определен построением гидрографа стока с выделением на нём ординаты, соответствующей дате наступления предпосевого периода.

Ныне расчетный предпосевной сток при наличии данных агрометеорологических и гидрологических наблюдений устанавливают следующим образом: по данным агрометеонаблюдений определяют дату наступления предпосевого стока за каждый год наблюдений. На установленную дату, на предшествующую и последующую ей по гидрографу определяют расходы воды и вычисляют средний по ним модуль стока, строят кривую обеспеченности и по ней для нужной расчетной обеспеченности определяют расчетный модуль стока. Расчетный предпосевной расход воды должен пропускаться ниже бровки канала на 0,4–0,6 м.

### 6.5.3. Максимальный расход паводков

Максимальные расходы воды рек дождевых паводков  $Q_p$  расчетной обеспеченности  $P$  % при наличии рек-аналогов определяют по формуле Д.Л. Соколовского:

$$Q_p = q_{p,a} \frac{\delta\delta_2}{\delta_a\delta_{2,a}} \left(\frac{F_a}{F}\right)^{n_3} F, \quad (149)$$

где  $q_{p,a}$  – модуль максимального расхода воды ( $\text{м}^3/\text{с}\cdot\text{км}^2$ ) в реке-аналоге вероятностью превышения  $P\%$ ;  $\delta, \delta_a$  – коэффициенты, учитывающие регулирующее влияние на сток проточных озер, соответственно для исследуемой реки и реки-аналога, принимаемые при  $C = 0,2$ ;  $\delta_2, \delta_{2,a}$  – коэффициенты, определяемые по вышеприведенной формуле при  $\beta = 0,5$ , соответственно для исследуемой реки и реки-аналога;  $n_3$  – коэффициент редукции модуля максимального мгновенного расхода воды с увеличением площади водосбора,  $n_3 = 0,30$  для большей части территории Нечерноземной зоны России, Западной Сибири и севера Дальнего Востока;  $n_3 = 0,22$  для Северо-Западного района Нечерноземной зоны, Белоруссии и Прибалтики;  $n_3 = 0,35$  для Дальнего Востока и Восточной Сибири;  $n_3 = 0,5-0,6$  для южной части Нечерноземной зоны и лесостепной зоны.

Указанная формула для расхода дождевых паводков применима при соблюдении условий

$$K_\phi \leq 1,5K_{\phi,a}, \quad (150)$$

где  $K_\phi, K_{\phi,a}$  – коэффициенты формы водосбора соответственно для исследуемой реки и реки-аналога;  $K_\phi = \frac{L}{F^{0,56}}$ ;  $L$  – длина реки

от наиболее удаленной точки водосбора, км;  $F$  – площадь водосбора,  $1 \text{ км}^2$ .

При несоблюдении этого условия используется иная формула с учетом морфометрических характеристик рек.

При отсутствии рек-аналогов максимальные мгновенные расходы воды дождевых паводков определяют по редукционной формуле:

$$Q_p = q_{200} \left(\frac{200}{F}\right)^{n_3} \delta\delta_2\delta_3\lambda_p F, \quad (151)$$

где  $q_{200}$  – модуль максимального мгновенного расхода воды ежегодной вероятности превышения  $P = 1\%$  при  $\delta = \delta_2 = \delta_3 = 1$ , приведенный к площади водосбора, равной  $200 \text{ км}^2$ , и определяемый интерполяцией с использованием изученных рек в исследуемом районе;  $\lambda_p$  – переходный коэффициент от максимальных мгновенных расходов воды

ежегодной вероятности превышения  $P = 1\%$  к максимальным расходом воды другой вероятности превышения; определяется в зависимости от районов, выделенных при районировании территории и площади водосбора; примерные значения для всей территории России, включая Сибирь и Дальний Восток, составляет при вероятности превышения  $P$ :

$P, \%$	0,1	1	2	5	10	25
$\lambda$	1,4-1,8	1,0	0,8-0,9	0,48-0,80	0,32-0,69	0,20-0,50

$\delta_3$  – коэффициент, учитывающий изменение параметра  $q_{200}$  с изменением средней высоты водосбора.

В СНиП 2.01.14-83 изложены методики определения гидрологических характеристик рек: годовой сток воды рек и его внутригодовое распределение, максимальный сток воды рек весеннего половодья и дождевых паводков; максимальный сток воды рек, расчетные гидрографы стока воды весеннего половодья и дождевых паводков при наличии и недостаточности данных гидрометрических наблюдений.

#### 6.5.4. Минимальный расход воды

**Минимальный расход воды** устанавливают по гидрометрическим данным и в соответствии с «Указаниями по определению расчетных минимальных расходов воды рек при строительном проектировании», выбирая ежегодную обеспеченность 80–85%.

При отсутствии или недостаточности гидрометрических данных расчетный минимальный расход определяют при помощи карт районирования минимального стока в зависимости от группы рек (малые или средние). На картах нанесено распределение среднееголетнего 30-дневного модуля стока. Сняв значение минимального модуля стока для центра бассейна, вычисляют расход по формуле:

$$\bar{Q}_{\min} = \frac{\bar{M}_{\min} F}{10^3}, \quad (152)$$

где  $\bar{Q}_{\min}$  – среднееголетний минимальный 30-дневный расход воды;  $\bar{M}_{\min}$  – то же, модуль стока.

Расчетный минимальный расход определяют по формуле:

$$Q_{p\min} = K_p \bar{Q}_{\min}, \quad (153)$$

где  $K_p$  – ордината кривой обеспеченности, соответствующая расчетной обеспеченности.

### 6.5.5. Сток с болот

**Формирование и расчет стока.** Сток с болот определяется их водным режимом, отличающимся от водного режима суходольных, не нуждающихся в мелиорации земель. Различие обусловлено высоким стоянием уровней грунтовых вод на болотах, спецификой растительного покрова, условий стекания вод на болотах и водно-физических свойств торфа.

Сток с болот и его распределение во времени зависят от величины атмосферных осадков, водопроницаемости деятельного горизонта и в малой степени от инертного горизонта торфа. Последний является своеобразным водоупором для стекающей по деятельному слою воды. Сток наблюдается до тех пор, пока в деятельном горизонте имеется свободная вода, т.е. когда уровень грунтовых (болотных) вод не опустится до подошвы деятельного горизонта. После этого сток или полностью прекращается, или становится ничтожным по величине, эта вода испаряется и не доходит до речной сети. Именно этим объясняется отсутствие стока с болот в летний и зимний период, когда грунтовые воды стоят ниже деятельного слоя.

На рис. 70 приведена кривая частных фильтрационных расходов для сфагнового очеса болота Ширинского. По оси абсцисс отложены логарифмы радиусов пор.

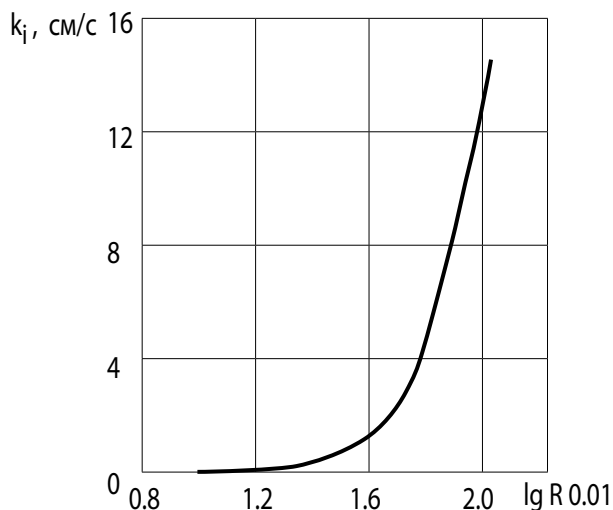


Рис. 70. Кривая частных фильтрационных расходов (по В.В. Романову)

Как видно из графика, при небольшом уменьшении пористости величина влагопроводности, а в пределе и коэффициента фильтрации может уменьшиться во много раз, если это уменьшение будет идти за счет пор наибольшего радиуса.

При уплотнении очеса в первую очередь уменьшаются радиусы наиболее крупных пор, поэтому величина коэффициента фильтрации будет весьма быстро уменьшаться. Из этого следует также, что величина коэффициента фильтрации в деятельном слое будет быстро уменьшаться с глубиной, поскольку с глубиной уплотнение этого слоя увеличивается. Это подтверждает теорию об инертном горизонте торфяной залежи.

Имеется различие в формировании стока с верховых и низинных болот.

На верховых болотах основу стока составляют атмосферные осадки, выпавшие на болото и стекающие по деятельному горизонту в направлении, зависящем от уклона поверхности. Так как верховые болота имеют преимущественно выпуклый рельеф, движение идет от гряд в понижения. Сток на болоте не зависит от прилегающей к болоту территории.

На низинных болотах с плоским или вогнутым рельефом сток формируется не столько за счёт атмосферных осадков, сколько за счёт грунтовых и поверхностных вод, притекающих со склонов, а на болотах намывного питания – от режима половодья и паводков. Сток зависит от рельефа (уклонов, проницаемости почвы и пр.) и от гидрогеологических условий территории. Низинные болота являются регуляторами притекающих в них вод, выполняют своеобразно функции водохранилищ, а болота котловинного залегания нередко задерживают весь поступающий сток, расходуя влагу только на испарение.

На верховых болотах сток можно наблюдать только на контактах разных мезоландшафтов по проточным топям и ручьям, имеющим водосбор внутри болота, и выводящим воды за его пределы. При невыраженных руслах водотоков его трудно замерить.

С учетом отмеченных особенностей, изучение стока с болот ведется или путем измерения стока в речных руслах с заболоченными водосборами или путем расчёта стока по другим элементам водного баланса с использованием физических закономерностей движения воды в болотных микроландшафтах.

Расчёт стока с болот выполняют по формулам, основанным на данных гидрометрических наблюдений над речным стоком с заболоченных водосборных бассейнов. В этих формулах, как показано выше, непосредственно сток с болот не используется, вместо него вводится показатель заболоченности водосбора, который косвенно характеризует геоморфологические условия речного водосбора. В практике

мелиорации получили распространение региональные зависимости, установленные на основе обработки материалов наблюдений на малых водосборах.

Влияние болот на слой весеннего половодья, как показано выше, характеризуется коэффициентом, учитывающим заболоченность водосбора, имеется в виду коэффициент  $\delta_2$  (см. формулу 146), в который входят два показателя  $f\delta$  – относительная площадь болот, заболоченных лесов и лугов в бассейне и коэффициент  $\beta$ , зависящий от типа болот, он составляет 0,8 для низинных болот на водосборах с легкими почвами, 0,5 для верховых болот с легкими почвами и 0,3 для верховых болот на глинах и суглинках. При  $f\delta < 3\%$  коэффициент  $\delta_2 = 1$ .

Средний многолетний сток с болота может быть вычислен по разности годовых осадков и испарения. Это так называемый **климатический сток**, который для верховых болот близок к стоку, поступающему в русловую сеть на болоте.

Для болот некоторых регионов составлены карты в изолиниях для определения нормы годового стока. Для Европейской части на широтах от 54° (г. Тула) до 65° (Печора) норма стока возрастает с 150 мм до 250 мм, за исключением района Верхней Волги, где норма стока с болот увеличивается до 350 мм. Норма испарения в том же направлении уменьшается примерно с 450 мм до 300 мм.

Годовой сток заданной обеспеченности рассчитывается как разность годовых осадков и годового испарения той же обеспеченности. Годовые осадки той же обеспеченности определяются:

- по данным многолетних наблюдений (не менее 30 лет) по ближайшему осадкомерному пункту путем построения кривой обеспеченности годовых сумм осадков;
- по данным Справочника по климату. Годовое испарение заданной обеспеченности определяется как сумма испарения той же обеспеченности за вегетационный период и холодный период года. Значения испарения приведены в таблицах.

#### **6.5.6. Гидрофизические методы расчета стока**

Сток с верховых болот может быть подсчитан по данным о коэффициенте фильтрации деятельного слоя, об уклоне уровня грунтовых вод и наблюдений за динамикой уровня грунтовых вод во времени по микроландшафтам с использованием метода «нормальных кривых падения уровня», предложенного К.Е. Ивановым.

В.В. Романов предложил более простой метод с использованием наблюдений в зимний период. В период без оттепелей, когда поступления жидких осадков в торфяную залежь нет или они незначительные (при  $P = E = O$ ), уравнение водного баланса получает следующий вид:

$$C = -\Delta W. \quad (154)$$

Определяя изменения запасов воды в деятельном слое в эти периоды и изменение уровней грунтовых вод, можно построить кривую зависимости  $C = f(Z)$  и рассчитать величину стока с микроландшафтов. Запасы воды в деятельном слое верховых болот зависят от осмотических и капиллярных свойств мохового очеса, а также от элементов микрорельефа. В таблице 34 приведены значения для сфагнового очеса от поверхности до глубины 70 см, в таблице 35 – по элементам грядово-мочажинного комплекса в зависимости от соотношения гряд и мочажин разного генезиса.

Таблица 34

**Запас воды в сфагновом очёсе и его водоотдача, мм**

Глубина грунтовых вод, см	Гряды, кочки	Мочажины, западины	Водоотдача очеса, мм	
			Гряды, кочки	Мочажины, западины
0	677–678	672–675	0	0
5	657–660	658–662	18–20	13–14
10	623–633	629–644	45–54	28–44
15	592–600	600–637	78–86	35–73
20	553–570	570–630	108–125	42–103
25	516–538	539–619	140–160	53–134
30	483–507	506–600	171–195	72–167
35	545–482	473–580	195–224	92–200
40	424–465	437–560	212–268	112–236
45	398–452	405–537	225–280	135–268
50	368–440	368–436	237–264	239–305
60	312–418	339–412	259–302	–
70	342–398	–	280–336	–

В таблице 35 объединены в одну группу гряды грядово-мочажинного комплекса, кочки центральной части и мохово-травяных окраин; точно также объединены западины и мочажины разных частей комплекса, поэтому в таблицах проставлены предельные значения для этих элементов микрорельефа. Значения водоотдачи для положительных форм рельефа различаются мало, по отрицательным формам максимальная водоотдача наблюдается в западинах мохово-травяных окраин болота.



**Запас воды в грядово-мочажинном комплексе, мм**

Уровень, см	Центральная часть моховика	Мочажин 80%, гряд – 20%	Мочажин – 10%, гряд – 90%
+15	652	–	–
+10	616	681	657
+5	582	644	632
0	546	604	593
–5	520	560	563
–10	494	519	530
–15	474	477	502
–20	455	457	477
–25	440	436	454
–30	425	423	432
–35	412	409	413
–40	398	394	393
–45	385	375	375

Примечание: знак «+» означает, что уровни грунтовых вод залегают выше поверхности

В грядово-мочажинный комплекс поступает сток с центральной части массива, он не является бесприточной областью. Для подсчета стока грядово-мочажинного комплекса суммируются стоки с учётом площадей изменения запасов в центральной части и в грядово-мочажинном комплексе с использованием формул

$$\Delta W_{\Gamma+\Pi} = \frac{a\Delta W_{\Gamma} + \nu\Delta W_{\Pi}}{a + \nu} = -C_{\Gamma+\Pi}, \quad (155)$$

где  $\Delta W_{\Gamma}$  – изменение запаса воды в грядово-мочажинном комплексе (в миллиметрах);  $a$  – площадь, занятая грядово-мочажинным комплексом;  $\Delta W_{\Pi}$  – изменение запаса воды в центральной части (в миллиметрах);  $\nu$  – площадь, занятая центральной частью массива;  $C_{\Gamma+\Pi}$  – сток со всей площади (в миллиметрах).

Сток с грядово-мочажинного комплекса будет равен

$$C_{\Gamma} = \frac{C_{\Gamma+\Pi}(a + \nu) - \nu C_{\Pi}}{a}. \quad (156)$$

Проводя наблюдения за уровнями грунтовых вод, можно построить кривые связи  $C = f(Z)$ , где  $Z$  – глубина залегания уровней грунтовых вод.

Для каждого 2–3-дневного периода изменение уровня  $\Delta Z$  переводится в изменение запаса влаги  $\Delta W$ , строятся графики  $C = f(Z)$ .

В таблицах 34 и 35 приведены в качестве примера запасы воды в разных частях верхового болота с учётом соотношения площадей

положительных (гряды) и отрицательных (мочажины) элементов микрорельефа.

На рис. 71 приведены характерные зависимости стока от глубины грунтовых вод.

Этот метод применим, когда промерзший слой не захватывает зону капиллярного увлажнения и не применим к расчету для крайков болот, куда поступает вода и с окружающих минеральных склонов.

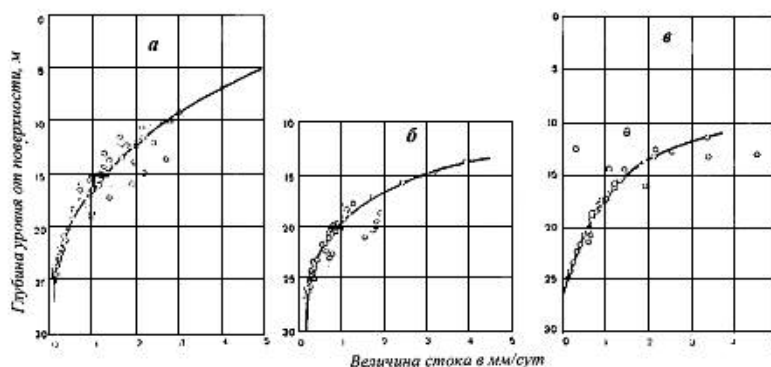


Рис. 71. Кривые стока в зависимости от глубины залегания уровней грунтовых вод на болоте Ламмин-Суо: а – центральная часть, б – выпуклая часть, в – грядово-мочажинный комплекс

Предложен способ определения стока с поправкой на учёт воды в промерзшем слое. Величина поправок для грядово-мочажинного комплекса составляет, в зависимости от соотношения площади гряд и мочажин, 14–41%, минимальные поправки (5–10%) для гряд и максимальные (50–60%) для мочажин.

Сток с верховых болот в годы различной увлажненности может быть приближенно определен с учётом следующих соображений. В тех случаях, когда величина разности между суммарным испарением с массива и его центральной части превышает величину стока с центральной части, суммарный сток с массива равен нулю, так как вся стекающая с выше лежащего микроландшафта влага будет расходоваться на испарение.

Сток с верхового болота прекращается в зависимости от выпадения осадков: в засушливые годы в июне–июле, в средние – в июне–августе, во влажные – в июле–августе. В отдельные годы сток продолжается в сентябре–октябре месяцев.

Величины стока с болот составляют от 85–88% (окраины верховых болот и низинные болота) до 107% (сфагновики кустарничковые)

величины стока с незаболоченных территорий. Для северо-западных районов эти соотношения соответственно равны 82 и 113%, а для северной части Беларуси – 89 и 132%. В Полесье норма стока с низинных болот практически равна норме стока с незаболоченных территорий.

Сток с болот трудно определим. Даже если удастся его замерить на реках и ручьях, вытекающих с краевой части болота, трудно оценить какая часть его с болота, а какая с прилегающего склона с минеральными почвами. Несколько легче и точнее сток можно определить с выпуклых болот на топях, образующихся на контакте выпуклых массивов. Замеренный гидрометрическими средствами сток здесь характеризует чисто болотный сток, но с разных по стадии развития болотных микроландшафтов. Для центральных частей выпуклых болот в уравнении водного баланса отсутствует член, характеризующий приток воды со стороны.

Можно пренебречь боковым стоком по инертному слою, поскольку коэффициент фильтрации его в тысячи и десятки тысяч раз меньше коэффициента фильтрации деятельного горизонта, который составляет несколько процентов от общего стока с болотного массива.

Величина вертикального водообмена на верховых болотах совершенно не изучена, но имеющиеся данные свидетельствуют о том, что эта величина по сравнению с остальными элементами баланса незначительная: подпитывание верховых болот напорными водами фактически отсутствует, а инфильтрация болотных вод ниже ложа ничтожна из-за закальматированности нижних слоев торфа органическим веществом, коагулирующим в порах. Тем большой интерес представляют рассчитанные по методу Иванова–Романова значения стока с болот.

**Сравнение стока с другими элементами баланса болот.** Сток с болота для особо засушливого и избыточно влажного в сравнении с величиной осадков, испарением и уровнем грунтовых вод для верхового болота показан на рис. 72 и 73.

Отношение  $\Delta C / \Delta P$ , где  $\Delta C$  – изменение стока,  $\Delta P$  – изменение осадков, в пределе стремится к единице, для испарения наблюдается обратная картина. Рост испарения при увеличении осадков сначала сравнительно быстрый, в дальнейшем замедляется и далее основная масса выпадающих осадков идет на сток.

Величина стока за летний период в коррелятивной связи с количеством выпадающих осадков. При этом при возрастании осадков с 119 до 300 мм величина стока растет сравнительно мало, примерно

на 40 мм, т.е. на 100 мм осадков сток возрастает на 22 мм. В дальнейшем увеличение стока при возрастании осадков идет значительно быстрее.

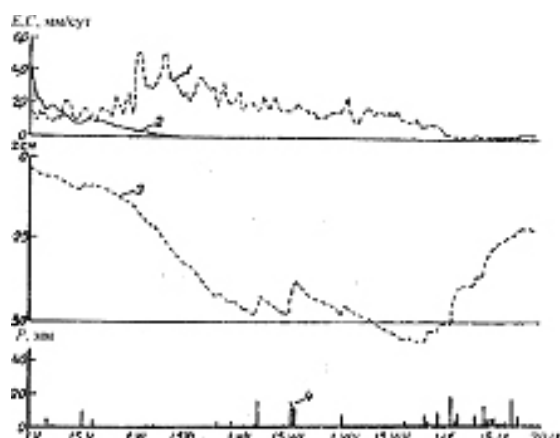


Рис. 72. Элементы водного баланса болотного массива Ламмин–Суо, вычисленные по уравнению для особо засушливого года: 1 – испарение, 2 – сток, 3 – вычисленный уровень грунтовой воды, 4 – осадки

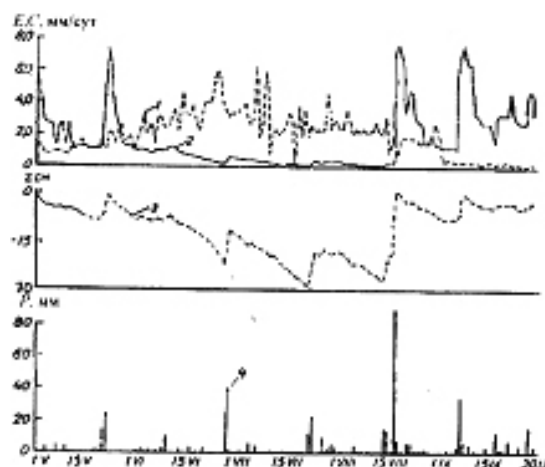


Рис. 73. Ход элементов водного баланса сфагново-кустарничковых с болотного массива Лам-мин–Суо, вычисленный по уравнению для избыточно влажного года: 1 – испарение, 2 – сток, 3 – вычисленный уровень грунтовой воды, 4 – осадки

Величина осадков за вегетационный сезон в годы, выбранные для расчета, колеблется от 119,4 до 513,8 мм, т.е. в 4,7 раза. Для этих же лет величина испарения колеблется от 243,4 до 336,0 мм, т.е. в 1,4 раза, а величина стока от 46,2 до 249,7 мм, т.е. в 5,4 раза.

В таблице 36 приведены значения элементов водного баланса за май–сентябрь месяцы разных по увлажненности лет на верховом болоте.

Таблица 36

**Водный баланс верхового болота (центральная часть)  
за май–сентябрь месяцы в годы разной водности, мм**

Годы	Осадки	Испарение	Сток
Избыточно влажный	436,4	355,97	151,77
Влажный	317,1	278,05	83,94
Остро засушливый	219,4	243,42	46,23
Избыточно влажный	513,8	296,53	249,73
Средний	236,5	258,43	54,20
Средний	264,1	300,16	69,60
Норма	344	333	–

Исследования на верховом болоте показали, что наибольшей изменчивостью в разные годы отличается сток, наименьший – испарение.

Наибольшие колебания испарения происходят в августе, когда весенние запасы воды в деятельном слое исчерпаны, а осадки выпадают не регулярно.

В.В. Романовым по аналогично выше приведенной формулы с использованием более полного уравнения водного баланса получена формула для определения притока воды на болото с окружающих болот суходолов и водообмена с подстилающим торфяную залежь ложем

$$\Delta z_{\delta} = \frac{P + \varphi'(z_{\delta}, z_m) + \varphi''(z_{\delta}, z_m) - \varphi(z_{\delta}) - f(z_{\delta})R\delta}{10u(z_{\delta})}, \quad (157)$$

где  $\Delta z_{\delta}$  – изменение уровня грунтовых вод в торфяной залежи за период  $\Delta t$ ;  $\varphi'(z_{\delta}, z_m)$  – величина притока воды на единицу площади болота с окружающих минеральных почв, представленная как функция зависимости от  $z_{\delta}$  и минеральных грунтов ( $z_m$ ),  $\varphi''(z_{\delta}, z_m)$  – водообмен торфяной залежи с подстилающими минеральными грунтами (в расчете на единицу площади болота), остальные обозначения даны выше, к формуле 157.

Поскольку интенсивность водообмена зависит от соотношения уровней грунтовых вод и пьезометрических уровней в болоте и минеральных грунтах, удалось функции  $\varphi'$  и  $\varphi''$  объединить в одну  $f(z_{\delta})$ , которая впервые проверена на одном из болот Белорусского Полесья (Лунинецкий массив). Эти функции учитывают в скрытом виде площадь и конфигурацию болота и уклоны поверхности земли, поэтому они применимы только для болот с аналогичными условиями, на которых они получены.

Расчет выполняется с использованием таблиц суточных изменений уровней и суммируются по месяцам. В таблице 37 приведены средние за месяц значения расчетных величин стока на болоте за два летних периода с разной естественной увлажненностью.

Таблица 37

#### Водный баланс неосушенного низинного болота

Месяцы	Осадки, мм	Глубина грунтовых вод, Z см	$\Delta Z$ за сутки, см	$R\delta$ кал/см <sup>2</sup> .сут	Испарение, мм	Сток, мм
Июль	26,4	14–32	–3 – (+7)	7649	88,4	–21,45
Август	19,4	39–68	–3 – (+7)	6488	54,12	–1,71
Сентябрь	7,3	78–82	–2 – (+4)	3335	19,42	–6,21
Апрель	17,7	10–38	–	4916	59,70	–84,14
Май	61,9	20–18	–	6331	75,03	–5,93
Июнь	47,1	24–32	–	7348	82,20	–10,45
Июль	21,0	34–76	–	7578	62,55	4,15
Август	127,8	36–78	–	6044	42,78	62,40
Сентябрь	82,8	32–49	–	2977	22,77	38,76

В засушливые периоды сток с болота отсутствует (отрицательный), во влажные – болота подпитывают прилегающие минеральные склоны. За равные периоды (апрель–сентябрь) двух лет суммарный сток с болота колебался от 6,81 мм до 61,34 мм, или составлял 0,032–0,33 мм/сут, что близко к расчетам гидродинамическим методом.

**Поверхностный сток на осушаемых болотах.** Величина поверхностного стока зависит от уклонов поверхности, степени выраженности рельефа, водопроницаемости почв и состояния поверхности почвы. Она зависит также от интенсивности выпадающих дождей и степени иссушения почвы.

На осушенных болотах существенное влияние на формирование поверхностного стока оказывает состояние поверхности почвы и глубина стояния грунтовых вод. Основным путем для поступления талых вод в почву являются талые воронки, образующиеся в микропонижениях с малой глубиной промерзания. Количество таких воронок возрастает с уменьшением степени ровности поверхности, поэтому на гребнистой зяби сток при прочих равных условиях в 1,5–2 раза меньше, чем на выровненной.

Глубина стояния грунтовых вод влияет на величину поверхностного стока через влажность почвы, находящейся в прямой зависимости от глубины грунтовых вод. В результате на участках с низким стоянием грунтовых вод больше свободных пор в почве, а следовательно, и больше потери воды на инфильтрацию.

Практически заметной величины поверхностный сток достигает при стоянии грунтовых вод в зимний период на глубине менее 1,5 м, особенно при глубине грунтовых вод менее 70–80 см. В последнем случае, в результате зимней миграции влаги к фронту промерзания торфа, в промерзшем слое накапливается до 60–80 мм влаги, при этом в верхних горизонтах влажность почвы превышает величину полной влагоёмкости. Этих запасов влаги достаточно для насыщения весной водой всей зоны аэрации, в результате свободной ёмкости для инфильтрации снеговых вод не остается, и они расходуются только на поверхностный сток, испарение и поверхностную аккумуляцию. При глубине грунтовых вод больше этого предела и до 120–140 см зона аэрации в состоянии вместить талые воды.

На этом болоте, на водобалансовом участке при глубине грунтовых вод за три года наблюдений 120–130 см отмечена величина поверхностного стока по годам от 0 до 9,3 мм, коэффициент стока колебался в пределах 0–0,07, а на участках с мелким осушением – 0,49. Гребнистая зябь препятствует стоку.

На болоте Добролюбово при глубине стояния грунтовых вод в зимний период 75 см поверхностный сток в 1959 г. составил 72 мм (коэффициент стока 0,49). Большое отрицательное влияние на поверхностный сток оказывает зябь, что отмечалось неоднократно и на минеральных почвах.

Величина поверхностного стока в весенний период может быть вычислена из следующего уравнения водного баланса:

$$10\mu\Delta Z - W = P - C - E - A, \quad (158)$$

где  $\mu$  – водоотдача торфа, определяемая в зависимости от глубины грунтовых вод,  $\Delta Z$  – изменение глубины грунтовых вод за весенний период,  $W$  – накопление влаги в почве в зимний период,  $P$  – поступление воды из снега плюс осадки,  $C$  – поверхностный сток,  $E$  – испарение,  $A$  – поверхностная аккумуляция.

Площадь водобалансовых участков – 60 га на болоте Кальское и 25 га на болоте Добролюбово, средний уклон поверхности болот 0,0035–0,0018. Поверхностный сток измерялся объемным способом от 2 до 13 раз в сутки в зависимости от амплитуды колебаний расходов.

В таблице 38 приведен баланс вод за ранневесенний период.

Таблица 38

**Баланс поверхностных вод за период снеготаяния, мм**

Болото	Годы	Глубина грунтовых вод, см		Элементы						Ошибка, мм
		зимой	весной	$P$	$C$	$E$	$A$	$\mu\Delta Z$	$W$	
Кальское	1958	109	0	109	0	13	17	151	64	8
Добролюбово	1959	75	0	147	72	45	21	91	74	8
Кальское	1959	119	4	147	9	15	15	173	74	9
Кальское	1959	139	44	147	0	15	4	211	74	9

Как видно из данных табл. 38 ошибка измерений невелика, что указывает на возможность использования уравнения, особенно для экстенсивно осушенных болот.

Следует отметить, что поверхностный сток заканчивается в среднем спустя 2–3 суток после окончания снеготаяния на участках с глубиной стояния грунтовых вод 120–130 см, при меньших глубинах грунтовых вод он растягивается на 15 дней и более после окончания снеготаяния. Сток прекращается в среднем при слое воды на поверхности 6 мм на ровных и около 10–15 мм на вспаханных участках.

Интенсивность осушения, обусловленная глубиной дрен и каналов, оказывает влияние на величину поверхностного стока. Так, в условиях Тюменской области при глубине дрен 1,2 м коэффициент стока

составил в среднем 0,23–0,54, а при глубине 1,8 м – 0,00–0,01. Максимальные модули стока достигали величины 4,8–6,7 л/с·га.

В таблице 39 приведены средние значения коэффициентов поверхностного стока в зависимости от уклонов поверхности и водопроницаемости почвогрунтов, полученные в условиях северо-запада России.

В гидролого-мелиоративных расчетах дренажа на торфяных почвах для весеннего периода техническими условиями и нормами рекомендованы следующие значения коэффициента стока  $\sigma$ :

Уклон поверхности	< 0,01	0,01–0,05	> 0,05
$\sigma$	0,6	0,75	0,95

Таблица 39

### Коэффициент поверхностного стока

Водопроницаемость грунтов	Коэффициент фильтрации, м/сут	Уклон водосборной площади		
		< 0,01	0,01–0,05	> 0,05
Высокая	2,0	0,10–0,20	0,15–0,25	0,20–0,30
Средняя	1,0	0,15–0,25	0,20–0,30	0,25–0,40
Ниже средней	0,5	0,20–0,30	0,25–0,45	0,35–0,60
Слабая	0,1	0,25–0,40	0,30–0,60	0,50–0,75
Мерзлый грунт	–	0,30–0,60	0,40–0,75	0,80–0,95

## 6.6. Интегральная кривая стока

Интегральная кривая стока – графическая зависимость, характеризующая последовательное нарастание объёмов воды, протекающей через определенный створ реки за время  $t$  от какого-либо начального момента времени  $t_0$ . Для построения интегральной кривой стока используют гидрограф стока, начиная с времени  $t_0$  (рис. 74,а). Площадь элементарной полоски гидрографа с основанием  $dt$  и высотой  $Q$  характеризует объём стока

$$dW = Q dt . \quad (159)$$

Объём стока за время  $t$  равен

$$W(t) = \int_{t_0}^t Q dt . \quad (160)$$

Вычисляя объёмы стока за последовательные интервалы времени от  $t_0$  до  $t$  и откладывая их в прямоугольной системе координат, получают полную интегральную кривую стока (рис. 74,б). Эта кривая позволяет выявлять и анализировать закономерности колебания стока, поэтому широко используется в водохозяйственных расчетах.



Интегральная кривая стока характеризуется следующими свойствами: ордината кривой представляет суммарный сток за время от  $t_0$  до  $t$ , разность ординат двух соседних точек 1 и 2, кривой равна объёму стока за период времени  $\Delta t = t_2 - t_1$ ; тангенс угла наклона  $\varphi$  к оси абсцисс касательной в любой точке определяет расход воды в точке касания, а тангенс угла наклона секущей проходящей через две точки кривой характеризует средний расход воды в интервале между этими точками  $\text{tg}\varphi = \bar{Q}$ . Последовательно суммируя по временным интервалам величины стока, получают полную суммарную кривую стока (рис. 74, в). За многолетний период времени строят обычно *сокращенную суммарную кривую стока* в безразмерных величинах, выражаемых модульным коэффициентом стока  $k_i = \frac{Q_i}{Q_0}$ , где  $Q_0$  – постоянный расход, принимаемый

равным среднему значению за расчетный период. На рис. 75 приведена эта кривая за период с 1880 г. по 1952 г. по р. Оке у г. Орла (по данным Е.Е. Овчарова). Эта кривая представляет нарастающую сумму склонений коэффициентов  $k_i$  от среднего значения  $k_i = 1$  за многолетний период.

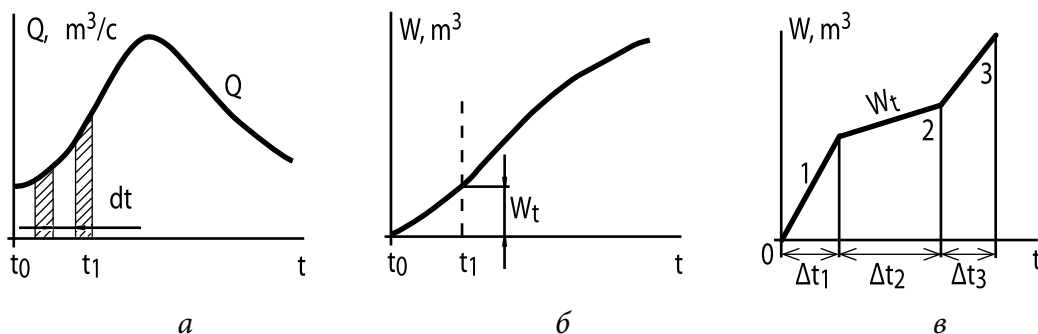


Рис. 74. Пояснения к интегральной кривой стока: гидрограф (а), полная интегральная (б) и полная суммарная (в) кривые стока

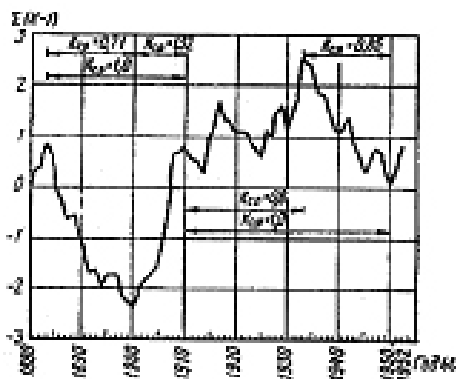


Рис. 75. Сокращенная суммарная кривая годового стока р. Оки у г. Орла с 1881 по 1952 гг.

## 6.7. Регулирование стока

**Регулирование стока** путем строительства на реках плотин и создания водохранилищ представляет сложную инженерную задачу, гидрологическое обоснование которой рассматривается обычно в самостоятельном разделе регулирование стока. Водоохранилища в зависимости от необходимого объема аккумуляции в них воды могут быть многолетнего регулирования, сезонно-годового, краткосрочного и др., название показывает сток какого периода они должны удерживать.

**Водоохранилища** строятся комплексного назначения для одновременного решения проблем водоснабжения и обводнения территории, гидроэнергетики, водного транспорта, орошения, рекреации и других. Водоохранилища – благо для решения многих хозяйственных проблем, если они построены и рационально эксплуатируются и используются. Крупные водохранилища оказывают существенное влияние на природную среду. Следует подчеркнуть, что водохранилища, задерживая воду половодий и паводков, позволяют в значительной степени управлять паводковым стоком, не допуская наводнений, что особенно важно в условиях муссонного климата. Водоохранилища выравнивают сток, об этом свидетельствует недавно построенное водохранилище на реке Зее. Управлять тысячами кубических километров воды, зааккумулированных в водохранилище, сложно, для этого особенно необходимы достоверные **гидрологические прогнозы**. Это направление нуждается в дальнейшей разработке.

Водоохранилища в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения уменьшают годовой сток с нижерасположенных частей бассейна, так как испарение с водной поверхности водохранилища больше, чем с той же территории до ее затопления. Например, вследствие дополнительного испарения с водохранилищ Волжско-Камского каскада потери стока реки Волги составляют в среднем  $3,5 \text{ км}^3$  в год. Влияние на сток малых водохранилищ и прудов в зонах достаточного и избыточного увлажнения незначительное, в южных районах уменьшение годового стока может достигать 10–15% и более.

Водоохранилища на реках создают подпор грунтовых вод на прилегающей территории на расстоянии 5–10 км и более. Из мест разгрузки подземных вод перекрытые плотинами реки превращаются в источники питания подземных вод (рис. 76), при этом трансформируется вся подземная гидрографическая сеть, появляются заболоченные земли, растут болота и т.п. В нижнем бьефе водохранилищ происходит

осухошливание земель из-за устранения поёмности, как это было в богатой ранее пойме реки Иртыш после строительства Бухтарминской ГЭС.

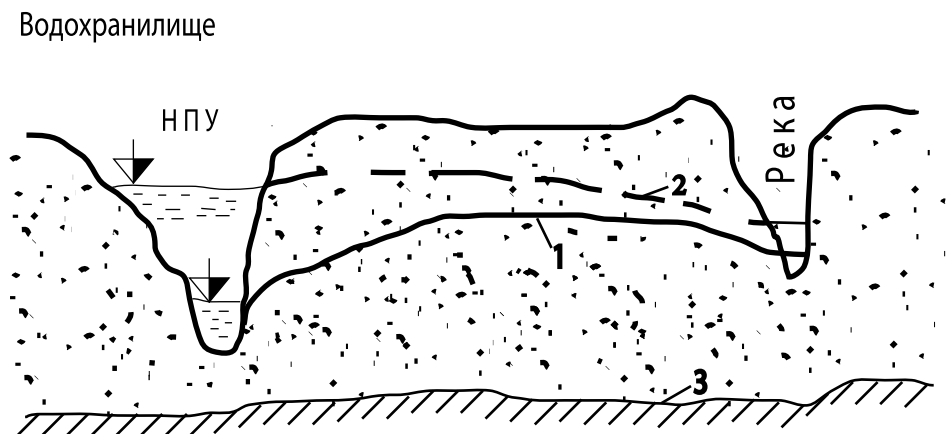


Рис. 76. Схема распространения подпора грунтовых вод при создании водохранилища: 1 – уровень грунтовых вод до сооружения водохранилища; 2 – то же после сооружения водохранилища; 3 – водоупор; НПУ – нормальный подпорный уровень

На крупных водохранилищах под воздействием ветровых волн происходит абразия (разрушение) берегов с явлениями оползней, обвалов и осыпей грунта, площадь водохранилищ непрерывно растет за счет сельскохозяйственных и лесных угодий. Абразии подвержены 25–75% длины береговой линии. В таблице 40 приведены цифры для основных водохранилищ.

Отношение площади, пострадавшей от переработки берегов, к площади зеркала водохранилища достигает на Братском водохранилище 4,5%, на Горьковском 1,9% и оно непрерывно растет. Оказывают влияние на переработку берегов многие факторы: рельеф чаши водохранилища и его глубина, устойчивость почв и пород к динамическому действию волн и растворенных химических веществ (химическая абразия), климатические факторы (скорость ветра, сроки замерзания и вскрытия водохранилища и др.).

Водоохранилища влияют на местный климат: изменяют альбедо и радиационный баланс, температуру воздуха, оказывают охлаждающее влияние из-за льда и отепляющее влияние осенью, уменьшает число пасмурных дней и увеличивает число ясных дней, уменьшает величину осадков и увеличивает скорость ветра на прилегающей территории и пр.

**Общая протяженность берегов, включая абразионные,  
крупных водохранилищ, км**

Водохранилище	Длина береговой линии	Длина абразионных берегов
Братское	6000	2473
Горьковское (озерная часть)	416	166
Красноярское	1557	1113
Куйбышевское	2604	1000
Новосибирское	549	300
Рыбинское	2470	800

Зимние попуски теплых вод из водохранилища приводит к незамерзанию реки на сотнях километров, как это случилось на р. Енисей после строительства Дивногорского водохранилища. Над рекой зимой стоят непрерывно туманы, ухудшающие качество жизни человека, животных и рыбы.

Нельзя не упомянуть о необходимости очистки ложа водохранилищ от торфа во избежание всплывания его и образования сплавнины с неблагоприятными экологическими последствиями.

Надо отметить, что у всех равнинных водохранилищ большую часть (до 10–20% и более) занимают мелководные зоны с глубиной менее 2 м, которые не представляют интереса по объёму аккумулирующейся на них воды, но они могли бы эффективно использоваться в сельском и лесном хозяйстве, если их дамбами отделить от водохранилища и провести осушение. Эти участки при переменном уровне становятся очагами санитарно-эпидемиологического неблагополучия (малярия, туляремия и другие болезни).

В проектах создания водохранилищ важно предусматривать мероприятия по защите его от загрязнения, заиления, берега – от переработки волнобоем, прилегающей территории – от подтоплений, мелководий водохранилища – от развития болотной растительности и образования зон выплода комаров. В прудах и водохранилищах рекомендуется устанавливать аэраторы, которые насыщают воду воздухом и способствуют окислению органических веществ, предотвращая порчу воды и развитие сине-зеленых водорослей. Необходимо также предусматривать мероприятия, направленные на предупреждение поступления с полей в водохранилище загрязняющих веществ.

В данном разделе негативное преобладает над позитивным, это необходимо знать, хотя, надо подчеркнуть, водохранилища имеют важное народохозяйственное значение.

## 6.8. Изменение климата и сток

Изучение гидрологических процессов, особенно связанных с водным и тепловым балансами территорий, должно учитывать проявившиеся тенденции глобального изменения климата. Уже в ряде регионов в последние годы отмечено увеличение среднегодовых минимальных летних и зимних расходов рек и уменьшение стока весеннего половодья. Во всех случаях разработанные климатологами разные сценарии поведения климата должны быть трансформированы в гидрологические показатели, необходимые для прогнозов рационального использования и охраны вод.

Изменение климата четко прослеживается по стоку малых рек. Белорусскими учеными отмечено, что реки болотного края – Белорусского Полесья – начиная с середины 1860-х годов имеют устойчивую тенденцию к увеличению среднегодовых минимальных, летних и зимних расходов, только сток весеннего половодья уменьшается. На рис. 77 показаны кривые динамики модулей стока и осредняющие их прямые.

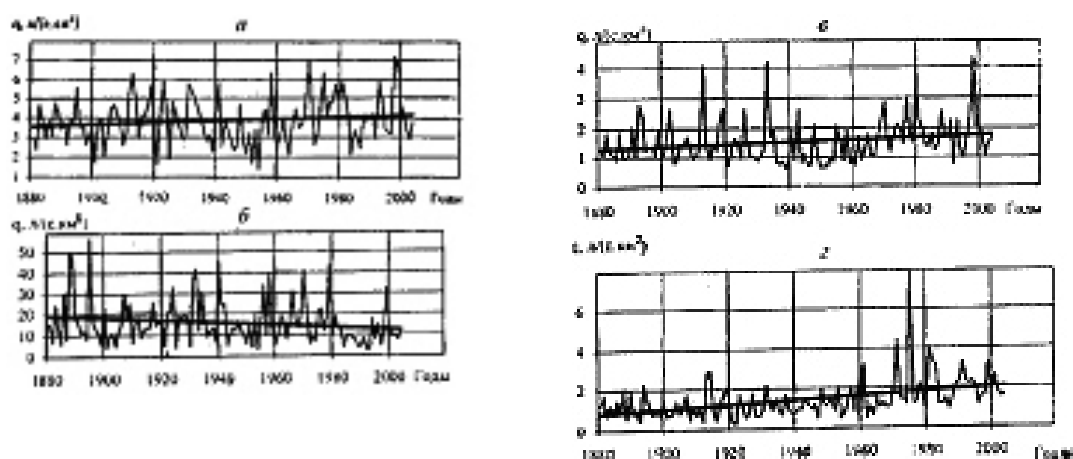


Рис. 77. Динамика модулей стока рек Белорусского Полесья (по А.А. Волчек, 2007):  
а – годовых; б – максимальных весеннего половодья;  
в – минимальных летне-осенних; г – минимальных зимних

Характерно, что направленность тенденций изменения стока та же, что и под влиянием осушения болот. И это не случайно, ибо наиболее крупным объектом осушения болот во второй половине XX столетия было Полесье, где было осушено 1,6 млн. га переувлажненных земель (включая 0,7 млн. га болот), или 26,6% всей территории. По данным ученых, среднегодовой сток главной реки района – реки Припяти – увеличился на 12%. По-видимому, основной вклад в рост

водности реки внесло осушение и освоение земель, но оно по времени совпало с наметившейся тенденцией глобального изменения климата.

С переходом в индустриальную эпоху, с середины XX века отмечается болотный феномен: происходит облесение части верховых болот. Связан он с улучшением минерального питания за счёт антропогенных выбросов минеральных веществ в атмосферу и повышения концентрации углекислоты в атмосфере (Г.Ф. Кузьмин). Выполненные С.М. Новиковым расчеты по болоту Зеленогорской болотной станции за 1950–2000 гг. показали, что за этот период среднегодовая температура в районе повысилась на 1°C, сумма положительных температур увеличилась на 100°C, сумма отрицательных уменьшилась на 140°C, уровни грунтовых вод повысились и, несмотря на что, лесистость повышается. Этот феномен пока не прослежен на величине болотного стока.

### **Контрольные вопросы**

1. Что такое расход реки и как он определяется?
2. Характерные эпюры скоростей воды в русле; на каких глубинах скорость максимальная и примерно равная средней скорости потока.
3. Дайте определения основным гидрологическим характеристикам стока.
4. Связь расходов реки с уровнями воды в ней.
5. Норма стока и модульные коэффициенты стока.
6. Понятие расчетной обеспеченности расходов и кривые обеспеченности.
7. Зональные и аazonальные факторы водного питания реки и изменчивость стока.
8. Характерные фазы среднегодового стока и уровней воды в реке.
9. Для каких целей и как определяют коэффициенты вариации и асимметрии стока?
10. Методы построения гидрографов стока для изученных и неизученных рек.
11. Типовые модели гидрографов.
12. Методы определения максимальных расходов половодья.
13. Методы учета влияния заболоченности и озерности водосбора на речной сток.
14. Минимальный и предпосевной сток рек.
15. Способы расчета максимальных расходов летне-осенних паводков.

16. Особенности стока с болот и его определение при расчетах водного режима болот.
17. Связь стока с болот с глубиной залегания уровней грунтовых вод и элементами водного баланса.
18. Особенности стока с осушаемых болот.
19. Методы регулирования речного стока. Водохранилища.
20. Интегральная кривая стока и ее назначение.
21. Возможное влияние глобального изменения климата и антропогенной деятельности на речной сток.

## ГЛАВА 7. УРАВНЕНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА И ЕГО ЭЛЕМЕНТЫ

В разделе 1.5 приведены уравнения общего водного баланса и частных балансов. В этой главе рассмотрим методы их определения и порядок величин.

Основными элементами водного баланса являются осадки, сток, испарение. Их средние значения за многолетний период называют *нормой гидрологических величин*. Отношения слоя стока к количеству выпавших на площадь водосбора осадков называют, как было сказано выше, *коэффициентом стока*  $\eta$ , а отношение испарения к осадкам – *коэффициентом испарения*  $\Psi$ . В сумме за многолетний период

$$\eta + \Psi = 1. \quad (161)$$

В зоне избыточного увлажнения  $\eta = 0,7$ , в засушливых районах  $\eta \cong 0$ .

Элементы водного баланса рассмотрим по трем частным водным балансам, в состав которых помимо элементов общего водного баланса входят величины водообмена между поверхностными водами, зоной аэрации и грунтовыми водами.

### 7.1. Элементы уравнения баланса воды на поверхности земли

#### 7.1.1. Атмосферные осадки

Испарившаяся с поверхности океана и материков вода остаётся в воздухе до тех пор пока количество её не превысит предела насыщения. Поднимаясь к верхним слоям атмосферы с более низкой температурой, а следовательно, и более низким пределом насыщения влагой, излишки пара переходят в воду или кристаллы льда и выпадают в виде дождя и снега. Этот процесс называется *конденсацией*.

Подъем водяных паров с воздушной массой происходит главным образом под влиянием нагрева земной поверхности и движения циклонов.

Атмосферные осадки разделяются на две группы: осадки, выпадающие из облаков – дождь, снег, град, крупа, морось и др., и образующиеся на поверхности земли и на предметах в результате конденсации водяного пара из воздуха – роса, иней, изморозь, гололёд. Иней – тонкий слой кристалликов льда, образующийся на поверхности земли, растениях, сооружениях; изморозь – морозная пыль, т.е. замерзший



в воздухе водяной пар, выпадает по утрам при ясной погоде в виде мелкого снега, гололёд – ледяная корка на земле, образующаяся от замерзания водяных капель и мороси.

Таким образом, поступающие из атмосферы на поверхность земли осадки могут быть жидкими (дождь, роса и пр.) и твёрдыми (снег, иней и др.). Основную массу осадков (99%) составляют дождь и снег.

### **Жидкие осадки**

Жидкие осадки могут быть в виде обложных дождей, ливней и муссонных ливней. Обложные дожди выпадают обычно с постоянной интенсивностью до 0,03–0,05 мм/мин. За период дождя, в зависимости от его продолжительности, может выпасть до 70 мм и редко более. Средняя интенсивность дождя за период его выпадения определяется по формуле  $i=h/t$  (162), где  $h$  – слой осадков, выпавших за время  $t$ .

$t$ , мин.	$h$ , мм
5	2,5
10	3,8
20	6,0
30	8,0
40	9,6
60	12,0
120	18,0
720	45,0

Ливни характеризуются неравномерным выпадением дождя во времени, обычно интенсивность их быстро нарастает и медленно уменьшается. К ливням относят дожди, если слой осадков  $h$  за время  $t$  превышает следующие значения:

Продолжительность ливней редко превышает два часа, но бывают ливни длительные, выпадающие в течение суток.

Слой осадков зависит не только от продолжительности, но и от площади, которую захватывает дождь. Чем больше площадь бассейна, тем менее часто она полностью покрывается дождем, но даже при полном охвате площади дождем слой осадков уменьшается с увеличением площади их распространения. Отношение среднего слоя осадков на площади  $F$  к осадкам в одном пункте наблюдений (в центре дождя)  $H_0$  называют *коэффициентом редукации слоя осадков*

$$K = \frac{H_F}{H_0}, \quad (163)$$

Средняя интенсивность ливней, продолжающихся в пределах одного часа, колеблется в пределах 0,22–0,50 мм/мин. За время ливня

выпадает до 40 мм осадков. Интенсивность ливня уменьшается с увеличением его продолжительности и с ростом охватываемой им площади. С увеличением последней уменьшается и слой осадков.

Ливни муссонного происхождения, свойственные районам Дальнего Востока, могут продолжаться в июле–августе непрерывно в течение нескольких суток подряд, за сутки выпадает до 200 мм.

Количество атмосферных осадков зависит от расположения территории относительно океанов (с удалением от них осадки уменьшаются), рельефа местности, высоты над уровнем моря (осадки увеличиваются до высоты 3000 м), растительности. Закономерность изменения осадков с высотой особенно резко проявляется в горных районах. Однако и на равнинных территориях влияние рельефа также заметно; даже на сравнительно небольших возвышенностях количество осадков увеличивается. Например, на Валдайской возвышенности среднегодовые осадки возрастают на 100–150 мм по сравнению с расположенной рядом котловиной озера Ильмень.

На территории европейской части России в районах размещения болот годовая сумма осадков изменяется в пределах 500–600 мм, только на западных склонах Урала местами увеличивается до 700 мм, а на побережье Баренцова моря, за полярным кругом уменьшается до 350–450 мм.

Величина осадков на одной и той же территории изменяется во времени по годам и месяцам. Наблюдаются маловодные (засушливые) и многоводные годы. Иногда наблюдаются маловодные периоды продолжительностью 3–5 лет и более. Маловодные и многоводные годы сменяются циклически примерно через 12 лет.

При гидрологических расчётах используют величину среднего многолетнего количества осадков, которую определяют как среднее арифметическое значение за период наблюдений по формуле

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n}, \quad (164)$$

где  $\bar{P}$  – среднее количество осадков за  $n$  лет. Ошибка вычисления  $\bar{P}$  зависит от продолжительности ряда наблюдений, она определяется по формуле теории ошибок. При длине ряда наблюдений 50 лет ошибка вычислений составляет менее 5%, что часто при расчётах допустимо. Для оценки водности лет рекомендуется использовать ряды наблюдений продолжительностью 70–80 лет.

Ливни вызывают на реках высокие паводки, иногда максимальные их расходы превышают расходы половодий. Обложные дожди имеют меньшую интенсивность, но продолжительны во времени и захватывают

большую территорию, благодаря чему суммарный сток продолжительнее, но с меньшими пиками.

Часть выпадающих осадков, а также отдельные дожди малой интенсивности (слоем до 5 мм) задерживаются на листьях и стеблях растений и на поверхности почвы. Эти осадки называют *неэффективными* и в расчёт не принимают. Однако исследования физиологов показывают, что даже мелкие дожди не бесполезны для растений, поскольку они улучшают водный режим и микроклимат приземного слоя атмосферы и верхних слоев почвы, а также регулируют тепловой режим почвы и растений, чем положительно влияют на продуктивность растений. Это особенно важно в засушливые периоды.

При больших размерах водосбора величину осадков вычисляют как средневзвешенное значение по его площади, используя материалы метеорологических станций, расположенных в пределах бассейна и на ближайшей его периферии, по формуле

$$\bar{P} = \frac{P_1 \cdot \omega_1 + P_2 \cdot \omega_2 + \dots + P_i \cdot \omega_i}{\omega_1 + \omega_2 + \dots + \omega_i}, \quad (165)$$

где  $\omega_1, \omega_2, \dots, \omega_i$  – площади, к которым целесообразно отнести осадки соответственно  $P_1, P_2, \dots, P_i$ .

#### Запас воды в снеге и снеготаяние

В водном балансе болота в весенний период основной составляющей является поступление воды из снега, которое зависит от запасов воды в снеге (его высоты и плотности) и интенсивности снеготаяния. Пятилетние наблюдения за формированием максимальных запасов воды в снеге перед его таянием на открытом болоте и в лесу в южной части Мещёрыш показали, что в поле запасы воды в среднем составляли 112 мм, в лесу 143 мм. Распределение снега по поверхности в лесу более равномерное (рис. 78) по сравнению с открытым болотом, где больше сказываются на формировании снежного покрова неровности рельефа и ветер.

Плотность снега в поле и в лесу в конце зимы, перед снеготаянием практически одинаковая (0,35–0,40 г/см<sup>3</sup>).

Запас воды в снеге  $P_c$  определяют как произведение его высоты  $h_c$  на плотность  $\delta_c$

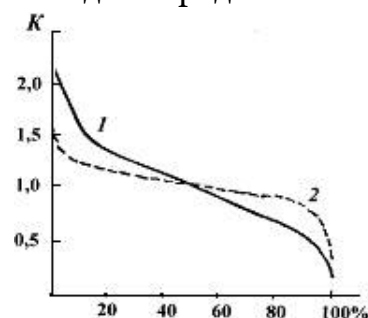


Рис. 78. Кривые распределения модульных коэффициентов  $K$  высоты снежного покрова за пять лет:  
1 – на открытом болоте,  
2 – в лесу

$$P_c = h_c \cdot \delta_c. \quad (166)$$

Изменение водных запасов в снеговом покрове рассчитывается по материалам регулярно проводимых снегомерных съёмок.

Запас воды в снеге в среднем за многолетие изменяется по территории, например, в районе Москвы он составляет 150 мм, в Перми и Петрозаводске 190 мм, Нижнем Новгороде – 220 мм.

Снеготаяние зависит от поступления тепла из атмосферы, от хода изменения положительных температур. Дружная весна с быстрым нарастанием суммы положительных температур воздуха вызывает быстрое таяние снега и способствует формированию максимальных расходов и уровней в водотоках и водоёмах. При медленном потеплении снеготаяние затягивается, что ведет к снижению расходов и удлинению половодья. К этому же приводит чередование периодов потепления и похолодания, наблюдаемое в Сибири.

Снеготаяние в лесу, из-за более медленного прогрева воздуха под кронами деревьев, начинается позднее и идёт медленнее. При сочетании на водосборной площади реки (болота) лесов и полей сначала поступает вода с полей, затем примерно через десять дней из лесов, что ведет не только к затяжке половодья, но и формированию двух его максимумов.

Расчет снеготаяния с достаточной точностью может быть проведен с использованием региональных формул. Так, для условий южной части Мещерской низменности получены следующие формулы:

$$\begin{aligned} \text{для поля} & P_c = 6,1 \sum t_{cp} \\ \text{и для леса} & P_c = 2,04 \sum t_{cp}, \end{aligned} \quad (167)$$

где  $P_c$  – водоотдача из снега, мм;  $t_{cp}$  – среднесуточная температура воздуха после перехода её через нуль °С. Снеготаяние заканчивается в лесу на 7–12 дней позже, чем в поле.

### 7.1.2. Конденсация влаги на поверхности земли

Конденсация – процесс сгущения водяного пара и переход его в жидкое состояние при упругости водяного пара в воздухе, большей абсолютной влажности при данной температуре. Конденсация наступает при относительной влажности воздуха, равной 100% и менее, при наличии в воздухе ядер конденсации (частицы пыли, дыма и пр.).

Конденсация проявляется как рособразование, когда в ночные часы температура воздуха понижается до точки росы.

Конденсационная влага образуется в процессе перехода водяного пара в жидкое состояние на поверхности земли и растительности, в атмосфере, внутри почвы и горных пород.

Конденсация на поверхности земли и на растительном покрове (роса) может быть определена с помощью градиентных наблюдений над температурой и влажностью воздуха в приземном слое атмосферы. При использовании диффузионного метода рекомендуется применять расчетные способы, изложенные в руководствах Госкомгидромета, а также метод теплового баланса. Для этого необходимы частые и непрерывные наблюдения за состоянием влажности и распределением температуры в приземном слое атмосферы. Более просто этот элемент водного баланса учитывается в отсутствии осадков гидравлическим почвенным испарителем, позволяющим вести наблюдения с высокой точностью (до 0,05 мм слоя воды). Помимо этого испарителя, конденсация водяных паров в порах грунта вблизи поверхности изучается с помощью монолитов почво-грунта, заключаемого в цилиндры со сплошным дном и без дна (с сеткой), которые периодически взвешиваются.

Конденсация влаги на болоте в осенние месяцы (сентябрь, октябрь) настолько велика, что в месячном балансе превышает испарение. За теплый период года слой конденсации на верховом болоте достигает 97–100 мм.

На неосушенном и освоенном под многолетние травы болоте конденсация примерно одинакова и составляет до 13% от суммарного испарения за сутки. Минимальное значение – 0,5 мм/ночь, максимум – 0,7–0,8 мм/ночь, в отдельные сутки конденсация составляла до 30% от суточной величины испарения.

По итогам исследований, В.Ф. Шебеко приводит следующие результирующие цифры:

- за отдельные месяцы величина конденсации на поверхности болот составляет 1–10 мм при возможном среднем максимуме 5–30 мм;
- за период май–сентябрь величина конденсации равна 15–40 мм, а возможный средний максимум 58–88 мм;
- за вегетационный период (май–сентябрь) конденсация влаги составляла до 45 мм на освоенном болоте и до 14 мм на неосушаемом болоте. Как правило, на освоенном болоте конденсация больше, чем на естественном болоте.

### 7.1.3. Приток поверхностных вод

Приходная часть водного баланса складывается, помимо прочих элементов, из притока поверхностных вод, расходная – из оттока этих вод. Поверхностный приток воды в свою очередь может складываться из расходов рек, отдельных водотоков и ручьев, подводящих воду к рассматриваемому участку. Отток поверхностных вод состоит из расходов тех же водотоков, но измеряемых ниже по течению, где они выходят из района исследования.

Для учёта поверхностного стока организуется стационарная сеть гидрометрических створов и водомерных постов. На этих створах измеряются расходы воды водотоков и уровни воды. Суммарный сток из данного бассейна учитывается на замыкающем створе, расположенном в нижнем течении реки, около границы балансового района.

При пересечении исследуемой территории транзитными водотоками, в целях учета поступающей воды в пределы балансового участка и оттока этой воды из него оборудуются верхний (при входе на участке) и нижний (на выходе из него) гидростворы. Помимо гидрометрических наблюдений на основных водотоках (реки, каналы), организуются наблюдения за стоком на второстепенных, более мелких притоках, входящих в данный бассейн реки.

Количество воды, поступающей с водосбора в период половодья, определяется, главным образом, запасами воды в снеге и интенсивностью снеготаяния.

Сток талых вод на поверхности водосбора происходит с запозданием относительно начала снеготаяния. Снег обладает влагоёмкостью – способностью удерживать воду в виде пленочной или капиллярной воды. Поэтому водоотдача из снега, то есть поступление (не удерживаемой снегом) талой воды на почву, не равна интенсивности снеготаяния как по величине, так и по времени.

Вода, образуемая в начале снеготаяния, просачивается и увлажняет нижние слои снежного покрова. До тех пор, пока снег не насытится водой до максимальной влагоёмкости, порции талой воды удерживаются снегом и не достигают почвы. В дальнейшем, наоборот, водоотдача из снега становится несколько больше того количества воды, которое образуется от снеготаяния за рассматриваемый период. К концу половодья интенсивность водоотдачи может значительно превышать интенсивность снеготаяния. Существенное увеличение водоотдачи происходит под влиянием весенних дождей, которые уменьшают аккумулялирующую способность снега, изменяя его структуру; дождями

разрушаются снежные капилляры, вследствие чего содержащаяся в снеге капиллярная и пленочная вода переходит в гравитационную, быстро стекающую вниз. Начало поступления на поверхность почвы избыточной талой воды, не удерживаемой снегом, соответствует моменту стаивания от 15 до 25% начальных влагозапасов.

Поток воды по склону описывается дифференциальным уравнением

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \alpha \frac{\partial}{\partial x} \left( h^2 \sqrt{i - \frac{\partial h}{\partial x}} + q \right), \quad (168)$$

где  $h$  – толщина слоя стекающей воды;  $i$  – уклон поверхности,  $q$  – разность между осадками и инфильтрацией в почву, примерно равная коэффициенту стока  $\sigma$ ;  $\alpha = 87/n$ , где  $n$  – коэффициент шероховатости,  $x$  – расстояние от начала (точки) формирования стока,  $t$  – период времени. Это нелинейное уравнение решается численными методами.

Приток поверхностных вод на болото с прилегающих склонов зависит от их уклонов, проницаемости почвы, растительности и многих других факторов. По наблюдениям в Мещерской низменности коэффициенты стока с десяти малых водосборов площадью 1,45–958 га составляли: с залесенных водосборов 0,10–0,24, с полевых – 0,22–0,53. Поверхностный сток с лесных опушек достигал величины 7,0 м<sup>3</sup> с 1 пог. м. В Тюменской области склоновый сток изменялся от 50 мм до 150 мм в год.

#### 7.1.4. Испарение с водной поверхности

В пределах болотных массивов имеется немало озер, величина испарения с поверхности которых необходима при расчете водного баланса.

Испарение с водоемов носит диффузионный характер, оно определяется всецело метеорологическими условиями: влажностью приземного слоя воздуха, температурой воздуха и воды, скоростью ветра. Дефицит влажности воздуха  $d$  зависит от фактической и влажности его насыщения. При  $d > 0$  происходит испарение, при  $d < 0$  – конденсация паров воздуха.

Испарение с водной поверхности водоёмов большой площади и глубоких с высокими ветровыми волнами больше, чем с небольших, вследствие увеличения длины разгона и скорости ветра.

Под влиянием ветра воздух над водоёмом непрерывно перемещается, при этом насыщенный пар над водной поверхностью вовлекается в турбулентный поток (турбулентный в переводе означает вихревой),

способствуя притоку воздушных масс из верхних слоев, отличающихся всегда меньшей влажностью и потому способных насыщаться водяным паром. Ветер уносит его от поверхности водного зеркала (рис. 79).

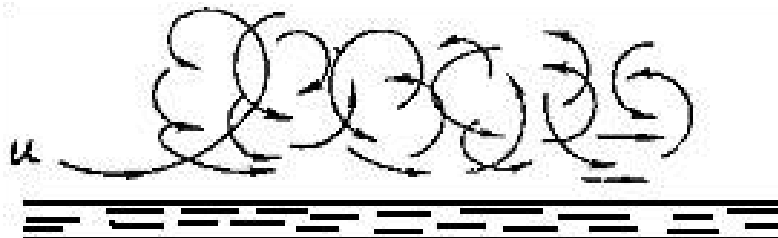


Рис. 79. Движение воздушных масс над водной поверхностью

Турбулентность потока воздуха, как и воды, зависит от ряда факторов, среди них основным является выше раскрытое число Рейнольдса, которое характеризует отношение сил инерции к силам вязкости при течении вязких жидкостей и газов.

С увеличением скорости ветра возрастает влияние шероховатости обтекаемой потоком воздуха поверхности, особенно у защищенных растительностью берегов водоема.

Вызываемые ветром на поверхности воды волны с противотечением за ними усиливают вихреобразование, а вместе с ним пульсации скоростей как по направлению воздушного потока, так и по величине. В результате усиливается перемешивание воздушных масс с разной влажностью, а это ведет к увеличению испарения.

По многим наблюдениям, вертикальные составляющие скорости пульсации пропорциональны осредненным значениям скорости ветра. Использование этого положения позволило получить ряд формул, среди них наиболее известна формула В.В. Шулейкина

$$E_o = 24 u d, \quad (169)$$

где  $E_o$  – испарение с водной поверхности за месяц, мм;  $u$  – скорость ветра над водой, м/с;  $d$  – дефицит влажности воздуха при температуре испаряющей поверхности, мм ртутного столба.

Исходя из теории турбулентной диффузии, получена формула

$$E_o = -\rho \varepsilon \frac{\partial q}{\partial y}, \quad (170)$$

где  $\rho$  – плотность воздуха,  $\varepsilon$  – коэффициент турбулентности переноса,  $q$  – удельная влажность воздуха (масса водяного пара в единице массы воздуха),  $y$  – вертикальная координата.



Для расчёта испарения с водной поверхности  $E_o$  учёными предложены формулы, графики, карта изолиний величин испарения.

В соответствии с последней, годовая величина испарения в зоне избыточного и неустойчивого увлажнения на европейской территории России изменяется с севера на юг в среднем от 400 до 600 мм, в районах Сибири и Дальнего Востока от 300 до 500 мм.

Для расчёта месячной величины  $E_o$  (в мм) с использованием материалов стандартных наблюдений за влажностью и дефицитом влажности воздуха используется формула Б.Д. Зайкова

$$E_o = 0,15ncd_{200}^{0,78} (1 + 0,85u_{100}), \quad (171)$$

где  $d_{200}$  – среднемесячное значение дефицита влажности на высоте 200 см над сушей, мм;  $n$  – число дней с ветром в течение месяца;  $c$  – параметр, зависящий от географических координат, который изменяется в пределах 1,4–2,2;  $u_{100}$  – скорость ветра на высоте 100 см, м/с.

Эта формула применима для небольших водоёмов. Проводимые наблюдения позволяют уточнить расчетные зависимости.

### 7.1.5. Испарение с поверхности снега

Испарение с поверхности снежного покрова в общем балансе влаги невелико. Величина его зависит от радиационного баланса, суммарного потока тепла из почвы к поверхности снега, скорости ветра и влажности воздуха. По данным измерений, среднее дневное испарение со снежной поверхности составляет в декабре 0,1–0,2 мм, январе и феврале 0,2–0,4 мм, в марте 0,4–0,9 мм, в период снеготаяния – до 1,0–1,3 мм.

Расчёт испарения с поверхности снега рекомендуется проводить по формуле

$$E_c = (0,18 + 0,10u_{10}) (e_n - e_2), \quad (172)$$

где  $E_c$  – испарение в мм/сут;  $u_{10}$  – средняя за сутки скорость ветра на высоте флюгера, м/с;  $e_n$  – максимальная упругость водяного пара, мб;  $e_2$  – упругость водяного пара на высоте 2 м над поверхностью снега, мб.

Максимальная упругость пара принимается в зависимости от температуры поверхности снега по таблице 41.

Таблица 41

**Связь упругости водяного пара с температурой**

Температура, °С	-20	-15	-10	0	10	20	30
Максимальная упругость пара, мб	1,05	1,67	2,62	6,11	12,3	23,4	42,5

В период снеготаяния температура поверхностного снега принимается равной 0°C.

Формула А.Р. Константинова учитывает наряду с упругостью пара температуру воздуха

$$E_c = \left( 0,018 \frac{t_{\Pi} - t_2}{u_{10}} + 0,097 u_{10} \right) \cdot (e_n - e_2), \quad (173)$$

где  $t_{\Pi}$  – температура на поверхности снега, °С;  $t_2$  – температура воздуха на высоте 2 м, °С; остальные обозначения приведены выше.

Для определения испарения снега за месяц и более продолжительные сроки может использоваться упрощенная формула

$$E_c = 0,37 n d_2, \quad (174)$$

где  $n$  – число суток в расчётном периоде,  $d_2$  – дефицит влажности воздуха на высоте 2 м над снегом, мб.

Вопрос испарения снега привлекает исследователей. Недавно Ю.В. Карпечко в условиях Карелии установил, что соотношение величин испарения снега с хвойного леса и поля зависит от массы хвои. Этот фактор изменяется в довольно широких пределах, и наиболее часто встречаемые запасы хвои в северных лесах колеблются от 3–4 до 20–25 т/га. Расчеты показали, что значения испарения с леса и поля остаются практически равными (расхождения не превышают 5%) при изменении фитомассы в пределах от ее минимальных величин до 12–14 т/га. Такие запасы хвои характерны для большей части северных сосновых лесов. С высокопродуктивных сосновых и с основной части еловых лесов снега испаряется больше, чем с поля, и при массе хвои 20–25 т/га это превышение может достигать 17–30%. Для определения соотношения испарения с леса и поля в зависимости от массы хвои предложена формула.

### 7.1.6. Инфильтрация воды в почву

Как показано выше, часть выпавших осадков и растаявшего снега впитывается в почву. **Впитывание** представляет собой начальную стадию **инфильтрации**, под которой понимают проникновение воды с поверхности внутри почвы (грунта) и передвижение её в зоне аэрации под действием гравитационных и капиллярных сил в направлении к зеркалу грунтовых вод.

Согласно А.Н. Костякову, величина впитывания может быть определена по эмпирической формуле (61). Она зависит от водопроницаемости почвы, а в весенний период от степени промерзания почвы

и степени насыщенности её водой с осени. Часть впитавшихся в почву дождевых и талых вод остается в почве, насыщая её до полной или предельной полевой влагоёмкости. Другая часть талых вод, просочившись через верхний легководопроницаемый слой почвы, достигает менее водопроницаемого слоя и стекает по поверхности относительного водоупора. Это так называемый **внутрипочвенный сток**. Обычно водоупором, по которому стекают талые воды, является мёрзлый слой, который по мере оттаивания почвы продвигается вниз. Если нет другого относительного водоупора, внутрипочвенный сток в оттаявшей почве прекращается, и вода просачивается в нижние слои.

Внутрипочвенный сток происходит также при образовании верховодки на относительном водоупоре небольшой протяженности, представленном иллювиальным горизонтом, плужной подошвой или линзами глины и суглинка. Под словом *верховодка* понимают свободную гравитационную воду, образующую в почве временный водоносный горизонт.

Необходимо подчеркнуть, что верховодка – гравитационная вода. В гидрологическом отношении верховодка представляет собой временную аккумуляцию воды, которая, стекая, несколько выравнивает сток половодья, снижая максимальные расходы и увеличивая продолжительность половодья.

Просочившиеся через почву и зону аэрации дождевые и снеговые воды достигают поверхности грунтовых вод, пополняя их запасы и увеличивая питание рек в маловодные периоды и межень.

Расход (потери) воды на инфильтрацию минимальны, если поверхность земли покрыта ледяной коркой. В этом случае поверхностный сток весной максимальный. Суровые зимы и сильное промерзание почвы способствуют крупным половодьям.

Большая часть осадков (60–80%) на осушаемых малоуклонных землях впитывается в почву и идет на пополнение водных ресурсов корнеобитаемого слоя почвы. В случае, если инфильтрация в зону аэрации  $f_a$  превышает свободную пористость почвы, часть влаги расходует на глубинную инфильтрацию и на восполнение запасов грунтовых вод. Эти величины трудно поддаются непосредственному расчету, их можно определить на основе водобалансовых исследований в полевых условиях с применением лизиметров.

По средним многолетним данным, около 26% годовых осадков инфильтрует к грунтовым водам и только 22% из них возвращается в зону аэрации для восполнения влагозапасов и испарение. Сток образуется

при превышении интенсивности поступления воды от снеготаяния или дождя над интенсивностью её просачивания.

### **Пути фильтрации талых вод**

Наблюдения в Мещёре показали, что мерзлые торфяные почвы проницаемы для талой воды. Косвенным показателем этого является то, что уровни грунтовых вод на болоте начинают подниматься одновременно с началом снеготаяния.

Существуют следующие три пути фильтрации талых вод в почву: 1) через воронки, образующиеся в процессе оттаивания почвы, 2) через талые воронки, имеющиеся в почве, 3) через всю поверхность почвы. Основным путем для поступления талых вод в торфяную почву является первый. На поверхности почвы всегда имеются микрозападины, ямки и т.д., в которых почва из-за утепляющего действия повышенной мощности снега промерзает слабо. В первые же дни снеготаяния в этих понижениях скапливается вода, способствующая ускорению оттаивания почвы. Вода расширяет имеющиеся в маломощном слое мерзлоты мелкие трещины и ходы, превращая их в воронки. Вероятность образования таких воронок и их количество зависят главным образом от микрорельефа и уклона поверхности почвы. Подобные воронки очень хорошо видны в бороздах в последние дни снеготаяния и в первые дни после схода снега. Наиболее часто встречаются воронки диаметром около 10 см. Количество их возрастает с уменьшением глубины стояния уровней грунтовых вод, так что при мелком осушении они являются почти единственным путем для поступления талых вод в почву. Общее количество таких воронок может быть установлено с помощью кривой распределения глубины промерзания по площади, которая в свою очередь зависит от кривой распределения высоты снега.

Поступление воды через талые воронки, места расположения которых приурочены к понижениям поверхности почвы, оказывает влияние на формирование микрорельефа осушенных болот и на образование водных «жил» в толще торфяника. Это хорошо прослеживалось в течение двух весен на девственном участке вновь осушенного болота. Талая вода, поступая под напором в торф и ниже до подстилающего залежь песчаного горизонта, выносила почвенные частицы, уплотняла торфяник и создавала в почве ходы фильтрации, или водные «жилы». Поверхность же земли около воронок понизилась. Подобная «жила» образовалась также на освоенном участке, где в результате отсутствия нагорного канала вода текла по болоту сосредоточенным потоком,

усиленно фильтровала вниз и выклинивалась в откос магистрального канала в виде «жилы».

В весенний период имеет место, кроме того, фильтрация через мёрзлую почву. Наблюдения за впитыванием из лунок глубиной 5–10 см, площадью 650–1000 см<sup>2</sup>, вырубаемым в мёрзлой почве и из естественных луж, показали, что впитывание даже в расположенных рядом пунктах носит различный, пестрый характер. На зяби и озимых при интенсивном осушении впитывание подчинялось экспериментальной формуле А.Н. Костякова (61). Для мёрзлой почвы получено среднее значение  $\alpha = 0,30$ , при этом  $K_0$  равнялся в среднем 0,0038 см/с. Скорость впитывания из лунок на травах в среднем составляла 0,00036 см/с, а из естественных луж 0,000039 см/с. При мелком осушении впитывание незначительно. В 1960 г. впитывание носило более пестрый характер. Лишь немногие точки легли около указанной кривой, а в большинстве случаев скорость впитывания была почти неизменной в течение всего периода наблюдений, коэффициент поглощения составлял в среднем 0,0002 см/с на озими и 0,0003 см/с на многолетних травах. При этом в отдельных случаях наблюдалось увеличение коэффициента впитывания во времени (спустя 4–5 часов от начала опыта).

Таким образом, потери снеговых вод на инфильтрацию в торфяник зависят главным образом от состояния поверхности почвы и в малой степени от глубины стояния грунтовых вод. Наблюдения показывают, что поверхностный сток имеет место и на интенсивно осушенном торфянике и при близком стоянии грунтовых вод.

### **7.1.7. Изменение запасов воды на поверхности.**

#### **Аккумуляция воды**

Как отмечено выше, первой фазой формирования поверхностного стока под влиянием осадков является аккумуляция, то есть заполнение всех неровностей рельефа на площади бассейна. С возрастанием площади водосбора увеличивается объём аккумуляции.

Стекающая с болота вода аккумулируется в полосе топей в окраинной части болота, где постепенно в понижениях формируется русловой сток, выводящий при наличии рек–водоприёмников поверхностные воды за пределы болота.

Наиболее сильно выражены процессы аккумуляции стока в бассейнах, имеющих значительные аккумулирующие ёмкости в виде озёр. Озёра задерживают часть талых вод, вследствие чего максимальный расход весеннего половодья снижается.

Регулирующее влияние озер зависит от их расположения на водосборе и может существенно изменяться. После засушливых и маловодных лет, когда озера не наполнены, аккумулярующая способность их значительно больше, после многоводных лет – меньше.

Пруды и водохранилища оказывают такое же влияние на сток половодья, как и озера. Аккумуляция талых вод происходит и в лесу. Снижение максимума весеннего половодья в лесных бассейнах зависит от степени залесенности, расположения лесов в бассейне, состава лесных насаждений. Регулирующая роль болот сравнительно невелика и зависит от типа, размера и размещения болот по водосбору.

Влияние озёрности, лесистости и заболоченности водосборов на снижение максимальных расходов половодий выражено эмпирическими зависимостями. Аккумулярующей способностью обладают также мощные толщи необходимых рыхлых отложений (крупнозернистые пески, песчано-гравелистые грунты), трещиноватые и карстовые породы. Наличие их в бассейне приводит к значительному снижению максимума весеннего половодья.

На болотах слой аккумуляции настолько мал, что после холодных зим и осеннего сильного переувлажнения, вся вода с болот стекает сплошным потоком по понижениям в реки, обеспечивая высокие в них максимумы половодий.

Вместе с тем, болота называют аккумуляторами, хранилищами воды. Это верно. Торфяная залежь на 90–95% состоит из воды, но взять её из торфа практически невозможно и даже небольшую часть приходится извлекать с большим трудом, как это делается при добыче торфа.

Аккумуляция воды на поверхности осушаемых торфяных почв зависит от влажности почвы, которая в свою очередь связана с глубиной грунтовых вод. На участках с низким залеганием уровня больше свободных пор, через которые происходит инфильтрация, что вызывает уменьшение аккумуляции воды на поверхности и поверхностного стока. На рис. 80 приведены кривые запасов воды на поверхности торфяника в день окончания снеготаяния в зависимости от глубины грунтовых вод. При глубине грунтовых вод более 2 м на участках с гребнистой зябью воды на поверхности торфяника уже в день окончания снеготаяния не остается. Поверхностный сток в этих условиях равен или близок к нулю.

Поверхностный сток прекращается при слое воды на поверхности 6–15 мм. Это в условиях, когда созданы условия для него в виде воро-

нок–водовыпусков через отвалы грунта и кавальеры (разровненные отвалы), при их отсутствии вода застаивается в понижениях.

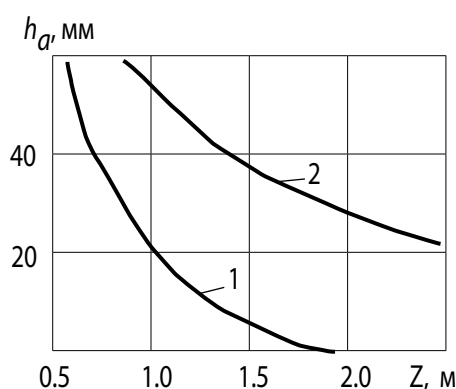


Рис. 80. Зависимость величины слоя поверхностной аккумуляции ( $h_a$ ) на болоте Кальское в Мещёре от глубины стояния грунтовых вод ( $Z$ ):  
1 – гребнистая зябь, 2 – ровная зябь

В практике осушения болот величину аккумуляции используют при расчёте дренажей по отводу воды из пахотного слоя почвы. Величину избыточного, подлежащего отводу объёма воды определяют по сокращённому уравнению водного баланса

$$W = H_B + \mu h - et, \quad (175)$$

где  $H_B$  – слой воды на поверхности, остающийся после окончания стока вследствие наличия микропонижений и шероховатостей, м;  $h$  – норма осушения к концу расчетного периода, м;  $\mu$  – коэффициент водоотдачи;  $e$  – интенсивность испарения за расчётный период  $t$ , м/сут. Величину  $H_B$  принимают равной 0,01–0,02 м при организованном поверхностном стоке. В зарубежной практике эта величина устанавливается более обстоятельно, но она не оказывает определяющего влияния на междренные расстояния.

## 7.2. Элементы баланса влаги в зоне аэрации

### 7.2.1. Водообмен с грунтовыми водами

Зона аэрации отделяет первый водоносный горизонт от поверхности земли, это – зона неполного насыщения влагой почв и грунтов. Изучение закономерностей движения влаги в этой зоне имеет, наряду с теоретическим, большой практический интерес для земледелия, мелиорации, искусственного восполнения запасов подземных вод и борьбы с подтоплением земель.

На естественных болотах размер зоны аэрации ограничен 20–50-сантиметровым слоем, поскольку высоко залегают уровни грунтовых вод. После осушения болот для земледелия, которое рассчитывается на понижение уровней грунтовых вод в пределах нормы осушения, составляющей 60–120 см, зона аэрации увеличивается до 100–150 см, редко более.

Зона аэрации характеризуется содержанием пленочной и капиллярной влаги, гравитационная вода появляется в ней только в периоды дождей и снеготаяния.

Влажность торфа в зоне аэрации, как на неосушенном, так и на осушаемом болоте тесно связана с глубиной залегания уровней грунтовых вод, поэтому эти две величины рассматривают совместно.

Поток влаги в почве по вертикали  $z$ , согласно Э. Букингему (1907),

$$Q = k \frac{\partial \Psi}{\partial z}, \quad (176)$$

где  $k$  – капиллярная проводимость,  $\Psi$  – капиллярный потенциал, складывающийся из потенциалов силы тяжести и обусловленный силами поверхностного натяжения.

Пренебрегая действием силы тяжести, поток влаги был выражен формулой

$$Q = k \frac{\partial \omega}{\partial z}, \quad (177)$$

где  $z$  – произвольная координата,  $\omega$  – влажность почвы (грунта).

Влагоперенос в зоне неполного насыщения происходит по закону Дарси, который может быть записан (А.В. Лебедев) в виде

$$q_{\omega} = k_{\omega} \left( \frac{\partial \Psi}{\partial z} + 1 \right), \quad (178)$$

где  $q_{\omega}$  – расход влаги через единицу поперечного сечения грунта за единицу времени, м/сут;  $k_{\omega}$  – коэффициент влагопроводности, зависящий от влажности грунта, м/сут;  $\Psi$  – отрицательный потенциал влажности, или капиллярный потенциал, м;  $z$  – координата направления вниз, отсчитываемая от поверхности земли, м.

Капиллярный потенциал в общем виде является функцией влажности и температуры, а коэффициент влагопроводности зависит также от влажности и соответствующего ему потенциала. Плотность потока влаги, передвигающейся по вертикали через единицу площади сечения описывается уравнением



$$q_{\omega} = -D_{\omega} \frac{\partial \omega}{\partial z} - D_T \frac{\partial T}{\partial z} + k_{\omega}, \text{ м/сут}, \quad (179)$$

где  $D_{\omega} = k'_{\omega} \partial \Psi / \partial \omega$  – коэффициент диффузивности почвенно-грунтовой влаги, передвигающейся в жидком виде, м<sup>2</sup>/сут;  $D_T = k'_{\omega} \partial \Psi / \partial T$  – коэффициент термодиффузивности почвенно-грунтовой влаги, м<sup>2</sup>/град·сут;  $k_{\omega}$  – коэффициент влагопроницаемости, зависящий от влажности и предопределяющий гравитационный влагоперенос, м/сут;  $k'_{\omega}$  – коэффициент влагопроводности, зависящий от потенциала влажности, м/сут;  $\omega$  – объёмная влажность;  $T$  – температура, °С;  $D'_T = D_T + k_T$  (здесь  $k_T$  – коэффициент влагопроницаемости в условиях движения влаги под влиянием градиента температуры, м<sup>2</sup>/град·сут).

Используя принцип неразрывности в условиях неустановившегося движения влаги, А.В. Лебедев получил основное уравнение для неустановившегося одномерного влагопереноса в неизометрических условиях

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = D_{\omega} \frac{\partial^2 \omega}{\partial z^2} + D'_T \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{\partial k_{\omega}}{\partial z}, \quad (180)$$

где  $t$  – время, отсчитываемое от начала возмущения потока влаги на его границе; остальные обозначения прежние. Это уравнение действительно для мало изменяющихся во времени величин влажности, сравнительно однородных гидрогеотермических условий в расчетном слое  $z$  и для коротких расчетных интервалов времени  $t$ . При этих условиях вполне допустимо считать:  $D_{\omega} = \text{const}$ ,  $D_T = \text{const}$  и  $k_T = \text{const}$ .

Исследования показали на возможность принятия за продолжительные отрезки времени постоянства величины  $\partial T / \partial \omega$ . При этих допущениях

$$\frac{\partial (\Delta \omega)}{\partial t} = B \frac{\partial^2 (\Delta \omega)}{\partial z^2} - \frac{\partial (\Delta k_{\omega})}{\partial z}, \quad (181)$$

где  $\Delta \omega = \omega - \omega_e$ ;  $\Delta k_{\omega} = k_{\omega} - k_{\omega e}$ ;

(здесь  $\omega$ ,  $k_{\omega}$  – объёмная влажность и коэффициент влагопроницаемости пород в момент времени  $t$ ;  $\omega_e$ ,  $k_{\omega e}$  – соответствующие величины для начального момента времени  $t = 0$ ;  $B = 2D_{\omega} + k_T \partial T / \partial \omega$  – обобщенный параметр влагопереноса, отражающий для данных условий влияние температурного и влажностного полей на влагоперенос).

Коэффициент влагопроницаемости пород  $k_{\omega} = f(\omega)$ , обуславливающий гравитационный влагоперенос, определяется по формуле С.Ф. Аверьянова (1950):

$$k_{\omega} = k \left( \frac{\omega - \omega_o}{m - \omega_o} \right)^{3,5}, \text{ м/сут}, \quad (182)$$

где  $k$  – коэффициент фильтрации пород при полном насыщении, м/сут;  $m$  – пористость пород;  $\omega_o$  – содержание связанной влаги в единице объёма грунта, принимаемое равным наименьшей влагоёмкости.

Уравнение может быть использовано для экстраполяции экспериментально определенных величин питания грунтовых вод на одном уровне по глубине зоны аэрации, оценки величин влагопереноса и питания грунтовых вод на различных глубинах от поверхности и прогноза изменения величины питания грунтовых вод в связи с изменением водного баланса на поверхности.

Имеются решения уравнения 181 при ряде допущений (линейность закона изменения коэффициента влагопроницаемости по глубине, постоянство во времени расхода потока влаги на поверхности и др.), в том числе с применением метода конечных разностей.

Теоретических подходов к расчёту потока влаги ныне много, но до конца теория пока не разработана. В 1956 г. А.И. Будаговский получил формулу

$$Q = \gamma (\omega - \omega_p), \quad (183)$$

где  $Q$  – скорость притока воды к поверхности почвы (расход на единицу площади) при её влажности, равной  $\omega$ ;  $\gamma$  – коэффициент пропорциональности,  $\gamma = 0,7-1,5$  мм/сут для разных почв;  $\omega_p$  – влажность разрыва капилляров;  $Q$  в мм/сут,  $\omega$ ,  $\omega_p$  – в % от объёма.

Не останавливаясь на них, рассмотрим некоторые особенности миграции влаги в зоне аэрации, её параметры и расчет водного баланса.

Все элементы баланса определяются в натуре с использованием лизиметров, испарителей и других средств. Это позволяет вычислить величину невязки в решении уравнения баланса как разность между приходной и расходной ее частями, включая изменение запаса влаги в зоне аэрации за время  $\Delta t$ . Невязка не должна превышать 20% от величины  $\mu \Delta H$ .

Для расчета водоподачи и водоотведения на мелиорируемых торфяных почвах, В.Ф. Шебеко (2000) разработана методика расчета режима влагозапасов в корнеобитаемой зоне растений с использованием уравнения водного баланса. На основе режимных расчетов устанавливаются прогнозные гидрологические характеристики и необходимый режим увлажнения территории. Модель режимных водобалансовых расчетов включает 37 позиций, для ручного или автоматизированного

расчета на ЭВМ. Отсылаем читателя к упомянутой книге, страницам 74–120. Здесь же приведем несколько величин по водообмену, полученных на болоте в Мещерской низменности (таблицы 42 и 43).

Таблица 42

**Вертикальный водообмен ( $E_T$ ) за летний период  
в зависимости от глубины грунтовых вод, мм**

Месяц	Глубина залегания грунтовых вод, см				
	60	80	100	120	150
Май	27,2	25,6	4,1	2,5	0
Июнь	126,3	86,4	47,5	30,1	0
Июль	92,3	66,3	46,5	33,9	12,8
Август	37,9	10,9	6,8	9,8	7,3
ИТОГО:	283,7	189,2	104,9	76,3	20,1

Понижение уровней грунтовых вод, превышающее рекомендуемые нормы осушения на 50%, вызывает уменьшение величины подпитывания примерно на 50%.

Величина вертикального влагообмена почвы с грунтовыми водами тесно связана с водопотреблением культур, которое, в свою очередь, зависит от интенсивности фотосинтеза. В табл. 43 приведены соотношения величин грунтового подпитывания  $E_T$  и водопотребления  $E_0$ , рассчитанного по полной формуле Н.Н. Иванова.

Таблица 43

**Величина подпитывания грунтовыми водами в долях от испаряемости**

Степень увлажненности, лет	Культура	Глубина грунтовых вод, см	Отношение $E_T/E_0$ , %				
			май	июнь	июль	август	среднее
Зас.	Подсолнечник	100	–	22,3	29,2	21,2	24,6
Зас.	Картофель	150	–	23,1	32,1	45,7	35,6
Зас.	Картофель	90	–	26,8	30,1	28,8	28,6
Ср.	Картофель	90	–	21,5	59,0	0	28,2
Зас.	Овес	90	–	20,7	46,3	44,8	37,3
Вл.	Овес	60	34,2	83,3	59,3	24,2	59,0
Вл.	Овес	80	32,8	71,6	53,4	23,3	52,7
Вл.	Овес	10	7,4	57,2	50,1	10,1	37,9
Вл.	Овес	120	4,3	35,5	44,0	15,2	28,9
Вл.	Овес	150	0	0	20,4	34,0	10,3

Примечание: зас. – засушливый год, вл. – влажный год, ср. – средний год.

В среднем за вегетацию расход воды на транспирацию при выращивании сельскохозяйственных культур на торфяных почвах низинных

болот на 25–35% покрывается за счёт притока влаги из неглубоко залегающих грунтовых вод. При вертикальном водообмене растения на этих почвах меньше страдают от засухи. Роль грунтового подпитывания в водопотреблении возрастает к середине вегетационного периода и достигает максимума в период наибольшей потребности растений в воде, а затем уменьшается.

Подпитывание со стороны грунтовых вод корнеобитаемого слоя торфяной почвы по данным лизиметрических исследований в Мещёре приведено в табл. 44. Годы наблюдений по дефициту увлажнения были засушливые (зас. в таблице), средние (ср.) и влажные (вл.).

Таблица 44

**Подпитывание почвы от уровня грунтовых вод**

Культура	Периоды наблюдений	Глубина залегания уровней грунтовых вод, см	Подпитывание, мм			Итого за три месяца, мм
			июнь	июль	август	
Подсолнечник	Зас.	100	17,2	36,4	21,7	75,3
Картофель	Зас.	150	11,7	43,1	49,6	104,4
Многолетние травы	Зас.	100	38,1	47,3	36,9	122,3
Картофель	Зас.	90	8,6	25,5	19,0	53,1
Овес	Зас.	90	11,4	41,6	29,1	82,1
Картофель	Ср.	90	13,0	41,1	-1,0	53,1
Овес	Ср.	120	27,1	66,2	5,0	98,4
Овес	Вл.	100	47,5	46,5	6,8	100,8

Величина подпитывания по годам зависит от уровня грунтовых вод и характера развития растений. Как следует из табл. 44, в засушливом и среднем годах величина водообмена при выращивании картофеля была одинаковой. При одинаковой глубине грунтовых вод  $Z = 90$  см водообмен почвы с грунтовыми водами под овсом по годам изменялся в пределах 82,1–132,2 мм.

Величина подпитывания зависит от состояния растений. Если в начале вегетации растения не испытывают недостатка влаги и развивают мощную корневую систему, то в последующем засуха им менее страшна. Так, в засушливом году при глубине залегания уровней грунтовых вод 150 см был получен хороший урожай картофеля, т.к. глубоко проникшие корни эффективно использовали поступающие капиллярные воды, величина подпитывания составила 104 мм. Сравнение этой величины с подпитыванием при  $H = 90$  см указывает на сложную связь  $E_T$  с глубиной залегания грунтовых вод. В условиях одного и того же года резко выражено изменение величины подпитывания в зависимости от глубины залегания уровней грунтовых вод.

В табл. 44 показано подпитывание зоны аэрации грунтовыми водами при выращивании овса на торфяной почве. В среднем за 4 летних месяца величина подпитывания колебалась в зависимости от глубин залегания грунтовых вод в пределах от 284 мм ( $Z = 0,6$  м) до 76 мм ( $Z = 1,2$  м); при понижении уровней до 1,5 м роль подпитывания в водном балансе почвы при выращивании овса становится ничтожной.

### 7.2.2. Конденсация влаги в почве

Внутрипочвенная конденсация происходит под влиянием гигроскопичности почв и разницы в упругости водяных паров атмосферы и почвы; она, в отличие от росообразования, названа *термической конденсацией*.

Внутрипочвенную конденсацию можно оценить по соотношению между упругостью водяных паров в воздухе и почве, что реализуется в градиентном наблюдении при изучении испарения и одновременно конденсации влаги по методу теплового баланса (см. ниже). Когда абсолютная влажность приземного слоя воздуха больше, чем упругость водяных паров в почве, происходит передвижение паров из воздуха в почву и их конденсация. Наиболее благоприятны условия для конденсации, когда температура почвы минимальна и соответственно минимальна упругость водяных паров в ней.

Передвижение водяного пара в почве идёт от большей упругости к меньшей, максимальная упругость на разных глубинах в торфянике резко изменяется во времени, движение водяного пара меняет направление в течение суток. В ночное время на неосушенных болотах преобладает движение снизу вверх, а на освоенных и окультуренных торфяных почвах значительное время происходит сверху вниз. Почва на последних остывает ночью на небольшую глубину.

По исследованиям В.Ф. Шебеко (1977) установлено, что на увлажненных почвах суточное внутрипочвенное испарение в основном превышает конденсацию. В засушливые периоды конденсация больше испарения. В ясные дни на торфяных почвах с многолетними травами величина внутрипочвенной конденсации в слое 5–30 см составляла 1,0–1,6 мм/сут, а внутрипочвенное испарение – 1,1–1,7 мм/сут. В пасмурные дни конденсация бывает редко.

Сконденсированная влага пополняет влагозапасы в почве и потребляется растениями. Как самостоятельный элемент водного баланса пока оценивать её не рекомендуется, но, необходимо вводить поправку в испарение за вычетки конденсации. Величина поправки составляет

от  $-0,1$  до  $+0,5$  мм/сут на освоенном болоте и от  $-0,1$  до  $+0,8$  мм/сут на минеральной почве.

За счёт конденсации одна и та же влага многократно используется в течение суток или нескольких дней, образуя своеобразный микрооборот.

### 7.2.3. Транспирация влаги растениями

Как писал К.А. Тимирязев (1948), «испарение воды растениями, вполне подчиняется физическим законам, и что главнейшими факторами должно признать влажность атмосферы, ветер и нагревание солнцем».

Для характеристики водопотребления (суммарного испарения) можно использовать данные об испаряемости, которая представляет собой максимально возможное испарение воды в атмосферу при неограниченном ее подтоке к испаряющей поверхности (поверхности почвы). Эта величина наиболее полно характеризует климатические условия местности.

Для определения величины транспирации растений применяется метод взвешивания сосудов с растениями, метод учёта выделяемого пара и другие. Наиболее употребляемым является метод срезов, который основан на том, что срезанное растение в течение 10–15 минут расходует на транспирацию столько же воды, сколько и не срезанное. Путем неоднократного тщательного взвешивания определяется расход воды через каждые 2–4 минуты и получают зависимость изменений транспирации во времени.

Такие операции по срезке растений и их взвешиванию проводятся многократно в течение суток в основные фазы развития растений. В результате помимо суточного хода транспирации (она максимальна в дневные часы и снижается почти до нуля в полночь) получают суммарный расход воды на транспирацию в мм или м<sup>3</sup>/га.

Величина транспирации может быть вычислена по формуле Д.И. Шашко

$$T = M (E - e)t , \quad (184)$$

где  $T$  – транспирация;  $M$  – диффузный модуль транспирации, равный частному от деления суточного транспирационного коэффициента, который равен количеству воды, затрагиваемой для образования одной весовой единицы абсолютно сухой массы урожая, на среднесуточный дефицит влажности воздуха;  $E - e$  – среднесуточный дефицит влажности воздуха, равный разности между максимальной упругостью

водяных паров  $E$  при данной температуре и абсолютной влажностью воздуха.

Диффузный гидромодуль за сутки определяется в зависимости от числа дней после посева или всходов с использованием двух эмпирических коэффициентов.

Транспирация за вегетационный период или его часть определяется суммированием суточных величин или приближенно по формуле

$$T = \frac{M_i + M_n}{2} (E - e) m \cdot n, \quad (185)$$

где  $M_i$  – диффузный модуль транспирации в начале периода;  $M_n$  – то же в конце периода;  $m$  – среднесуточный прирост сухой массы;  $n$  – число дней в периоде.

Иногда пропагандируется метод учёта испарения с поверхности почвы без транспирации путем измерения испарения с оголенной (без растений) поверхности. Он даёт завышенное значение, поскольку под растениями физическое испарение с поверхности почвы меньше. В таблице 45 приведены данные по двум культурам, полученные на осушаемом болоте Кальское (Рязанская область) в условиях засушливого года.

Таблица 45

**Сравнение испарения с поверхности почвы без растительности,  
суммарного испарения и испаряемости**

Культура	Вегетационный период за 1959 г.	Испарение с оголенной поверхности, мм	Испаряемость $E_o$ , мм	Суммарное испарение $E_c$ , мм	$\frac{E_c}{E_o}$
Подсолнечник	11.VI–30.IX	204,6	346,2	321,3	0,93
Картофель	11.VI–30.IX	162,9	346,2	310,5	0,90

Максимального значения испарение с оголенной поверхности достигает в отдельные сутки в начале лета 5,0 мм; в среднем в пункте 1 (мелкое осушение) испарение в мае–июне превышало 2,5 мм в сутки, в июле колебалось в пределах 1,6–2,7 мм, в сентябре было около 1,0 мм в сутки. На участке с глубоким осушением ( $H = 1,5–1,7$  м) интенсивность испарения летом лишь в дождливые периоды превышала 2,0 мм, а в сухие периоды она ниже 1,0 мм в сутки (11–20.VIII. 1959 г. – 0,76 мм в сутки).

Во влажные периоды осенью и особенно в конце весны, отмечалось в некоторые дни превышение испарения над испаряемостью в среднем на 19%; что объясняется увеличением испаряющей поверхности неровностями почвы по сравнению с гладкой водной поверхностью.

Суммарное испарение (испарение с поверхности почвы плюс транспирация) значительно превышает величину испарения с оголенной почвы, а в отдельные периоды и испаряемость. Отношения суммарного испарения к испаряемости весьма близки к значениям, их полученным в иных природных условиях и на других почвах.

В необходимых случаях, чтобы избежать определения транспирации, водный баланс составляется для поверхности почвы и зоны аэрации, в этом случае в нем будут отсутствовать величины  $T$  и  $f_a$ , или общее уравнение водного баланса.

#### 7.2.4. Изменение запасов влаги в зоне аэрации

Для оценки изменения запасов влаги проводят систематические наблюдения над влажностью почвы и грунтов от поверхности земли до уровня грунтовых вод, с дальнейшим расчётом влагозапасов от дневной поверхности до наивысшего положения капиллярной каймы, имевшей место в период наблюдений.

С этой целью на схожих по геоморфологическим, геолого-литологическим, почвенным и гидрометеорологическим условиям участках систематически отбирают пробы грунта на определение влажности. В начале и в конце периода наблюдения по каждому участку подсчитывается запас влаги в зоне аэрации, выраженный в миллиметрах слоя воды или в  $\text{м}^3/\text{га}$ .

Для пересчета весовой влажности в данной точке на объёмную применяют формулу

$$\omega_{об} = \gamma \omega_{в}, \quad (186)$$

где  $\omega_{об}$  – объёмная влажность в долях единицы;  $\gamma$  – объёмная масса абсолютно сухого грунта с ненарушенной структурой;  $\omega_{в}$  – весовая влажность в долях единицы.

Располагая величинами объёмной влажности по каждому интервалу изучаемого вертикального разреза зоны аэрации и мощностью этих интервалов  $h_{гр}$  (м), находят влагозапас в этом интервале:

$$h_{в} = 1000 \omega_{об} h_{гр}, \quad (187)$$

где  $h_{в}$  – запас влаги в данном интервале в миллиметрах слоя воды.

Общий запас влаги в зоне аэрации от поверхности земли до максимального положения капиллярной каймы над зеркалом грунтовых вод для пункта наблюдений равен сумме запасов влаги отдельных интервалов, т.е.

$$H_{в} = 1000 \Sigma \omega_{об} h_{гр}. \quad (188)$$



Изменение запасов влаги определяется по разности между последующим и предыдущим значениями этих влагозапасов.

При количественной оценке среднего изменения влагозапасов целого района рекомендуется применять метод вычисления средневзвешенного. С этой целью следует знать площади, на которые можно распространять вычисленные изменения влагозапасов на отдельных участках.

Измерение влажности приурочивают к началу и концу расчётного периода. Повторность отбора проб устанавливается с учётом планируемой точности расчёта.

### **7.3. Элементы баланса грунтовых вод**

#### **7.3.1. Балансовое уравнение**

В уравнение баланса грунтовых вод помимо разности между притоком и оттоком грунтовых вод входят два элемента, характеризующие взаимосвязь грунтовых вод с зоной аэрации ( $\pm g$ ) и со смежными водоносными слоями, залегающими ниже подошвы торфяной залежи ( $\pm p$ ).

Входящие в уравнение элементы определяют методами гидродинамики и стационарными исследованиями с применением лизиметров, иногда некоторые из них вычисляют из уравнения водного баланса.

Одним из основных уравнений гидродинамики является уравнение неразрывности потока жидкости. Следствием этого уравнения является то, что соотношение скоростей потока равно обратному соотношению площадей поперечного сечения в створах измерения скоростей.

Применение аналитических решений для определения элементов баланса грунтовых вод предопределяет необходимость схематизации граничных условий потоков подземных вод. На рис. 81 приведены сравнительно простые схемы движения подземных вод, необходимые для решения дифференциальных уравнений.

К неограниченным пластам (рис. 81,а) относят потоки с удаленными в плане границами (реки, каналы и пр.) с примерно одинаковой глубиной грунтовых вод. Схема полуограниченного потока достаточно ясна из рис. 81,б. Ограниченные потоки подразделяют на междуречные (рис. 81,в) и пласт-полосу (рис. 81,г).

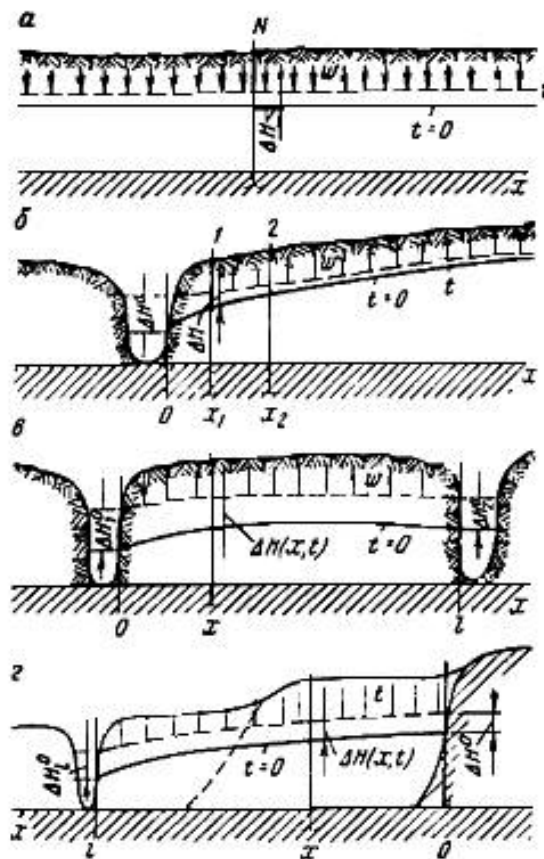


Рис. 81. Расчетные схемы движения грунтовых вод. Поток грунтовых вод (по А.В. Лебедеву, 1976): а – неограниченный; б – полуограниченный; в – ограниченный с двух сторон реками; г – пласт-полоса с одной непроницаемой границей

Уравнение баланса грунтовых вод за время  $\Delta t$  для участка земной поверхности (балансового района) при отсутствии подпитывания снизу может быть записано для однородных грунтов в следующем виде

$$\mu \Delta z = 1000 \frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t + g \Delta t, \quad (189)$$

где  $\mu$  – водоотдача грунта при понижении уровня грунтовых вод или недостаток насыщения грунта над капиллярной каймой при повышении уровня, в долях единицы;  $\Delta z$  – изменение уровня грунтовых вод за отрезок времени  $\Delta t$  (сут), мм;  $Q_1, Q_2$  – приток и отток грунтовых вод, поступающих и вытекающих из балансового района,  $\text{м}^3/\text{сут}$ ;  $F$  – площадь балансового участка,  $\text{м}^2$ ;  $g$  – осредненная величина интенсивности питания грунтовых вод сверху влагой, просочивающейся до уровня грунтовых вод (положительное значение) или испаряющейся с поверхности грунтовых вод (при отрицательном значении) в единицу времени, мм/сут;

$$\pm g = f_r - E_r, \quad (190)$$

где  $f_r$  – инфильтрация до уровня грунтовых вод;  $E_r$  – испарение грунтовых вод.

Как видно из уравнения 190, изменение уровней грунтовых вод является интегральным показателем баланса грунтовых вод, слагающегося из подземного притока и оттока и питания грунтовых вод  $\pm g$ . Графики колебаний уровня грунтовых вод в скважинах, размещенных по потоку грунтовых вод, позволяют определить входящие в уравнение баланса величины.

Для условий неограниченного потока грунтовых вод действительно равенство

$$-\frac{\partial g}{\partial x} = \frac{Q_1 - Q_2}{F}, \quad (191)$$

где  $g$  – расход потока на единицу его ширины;  $Q_1, Q_2$  – приток и отток тех же вод, соответственно поступающих и вытекающих из элемента потока площадью  $F$ .

Из этого равенства следует, что в рассматриваемом случае горизонтальный приток равен горизонтальному оттоку вод. Для производства расчёта интенсивности питания грунтовых вод сверху  $g$  необходимо знать величины  $\mu$  и  $\Delta H$ , для этого потока

$$\Delta H = \frac{g}{\mu} t. \quad (192)$$

Ниже для решения уравнений применен метод конечных разностей, который позволяет решать приближенно дифференциальные уравнения неустановившегося движения грунтовых вод путем замены поля фильтрации с невыраженными в плане границами на систему правильных элементов потока (квадратов, многоугольников), для которых определяются гидрогеологические параметры и составляются балансы грунтовых вод. Метод основан на замене частных дифференциалов искомой функции приращениями её во времени и по координатам  $x, y$ . Метод конечных разностей продуктивно использован А.В. Лебедевым для определения питания грунтовых вод и пополнения подземного стока.

### 7.3.2. Водообмен грунтовых вод с зоной аэрации

Водообмен  $g$  складывается из двух величин разного знака: испарение с зеркала грунтовых вод  $E_r$  и инфильтрации влаги из зоны аэрации в грунтовые воды  $f_r$ .

Аккумулятивная ёмкость верхних горизонтов почвы в зоне аэрации определяет в значительной мере гидрологический режим территории.

Наличие свободной пористости при хорошо водопроницаемых грунтах приводит к уменьшению доли просачивающихся к грунтовым водам осадков, так как значительная часть их удерживается в зоне аэрации и затем расходуется на испарение и транспирацию. Особенно важно учитывать аккумулятивную ёмкость торфяных почв, которые обладают большой влагоёмкостью, достаточно высокой водопроницаемостью и способны удерживать в метровом слое около годовой нормы осадков. Регулирующим влиянием зоны аэрации объясняется отсутствие в большинстве случаев строгой связи между атмосферными осадками и изменением уровней грунтовых вод, стока в осушительной сети, между испарением и уровнем грунтовых вод. На осушенных болотах наблюдаются большие амплитуды колебания влажности почвы и уровней грунтовых вод. На опытных водосборах неосушенного болота влажность уменьшалась не более чем до 80% объёма почвы, в то время как на осушенных она изменялась от полной влагоёмкости до сравнительно низких значений.

В течение года соотношение между инфильтрационным питанием грунтовых вод  $f_T$  и испарением с их поверхности  $E_T$  меняется: летом, как правило,  $E_T > f_T$ , весной и осенью наоборот.

Величина инфильтрации до уровня грунтовых вод прямо зависит от влажности зоны аэрации, которая, в свою очередь, в значительной мере обусловлена глубиной залегания грунтовых вод, если последняя меньше высоты капиллярного поднятия. Если в зоне грунтовых вод и в зоне капиллярной каймы влажность стабильна, то в слое над капиллярной каймой она все время меняется под влиянием испарения и инфильтрации осадков.

После осушения в результате понижения уровней грунтовых вод увеличивается мощность зоны аэрации, а вместе с этим изменяются условия для инфильтрации атмосферных осадков. В условиях Полесья суммарная величина инфильтрации атмосферных осадков за год возрастает: на первой надпойменной террасе с 6,3% до осушения до 22% после него, на второй надпойменной террасе – с 17 до 24%. Это при колебании уровней грунтовых вод в пределах 1,5 м. С удалением от осушительной системы мощность зоны аэрации, а следовательно, и инфильтрация изменяются в меньшей степени. Абсолютные значения изменений определяются почвой, гидрогеологическими условиями, состоянием поверхности, водностью года и другими факторами.

Величина инфильтрации всецело определяется количеством осадков, их распределением во времени и влажностью почвы. Во влажные летние периоды инфильтрация до грунтовых вод составляет 17–67% от величины осадков, в засушливые годы она изменяется от 32% при  $z = 0,5$  м до 8% от осадков при  $z = 1,5$  м. (табл. 46).

Таблица 46

**Инфильтрация влаги до уровня грунтовых вод за июнь–август месяцы, мм  
(по данным П.И. Пыленка и И.В. Сидорова, 2004)**

Годы	Глубина грунтовых вод, м				
	0,5	0,8	1,0	1,3	1,5
1979	34	25	20	13	9
1980	213	191	126	102	35
1981	60	54	31	29	13
1982	147	114	98	76	51
1983	51	–	25	–	13

Величина питания грунтовых вод сверху из зоны аэрации  $g$  определяется по результатам наблюдений за уровнем грунтовых вод по трем скважинам, размещенным по створу, перпендикулярному гидроизогидам, то есть совпадающему с направлением движения грунтовых вод.

**Однородный водоносный пласт.** Для плоского потока грунтовых вод линии тока в плане представляют параллельные прямые линии (рис. 82). Между крайними  $n-1$  и  $n+1$  скважинами выделяют элементы грунтового потока, которые ограничивают с боков средними плоскостями тока  $m$  и  $n$ , нормальными к линиям тока вертикальными плоскостями (рис. 83).

Расстояния между плоскостями (поверхностями, перпендикулярными водоупору при наклонном водоупоре) принимают равным 1 м.

Графики колебания уровней грунтовых вод по наблюдательным скважинам разбиваются на ряд отрезков с различными промежутками времени  $\Delta t$  так, чтобы в пределах этих промежутков был более или менее равномерный подъем или спад уровня. За величину  $\Delta t$  обычно принимают продолжительность 30 суток.

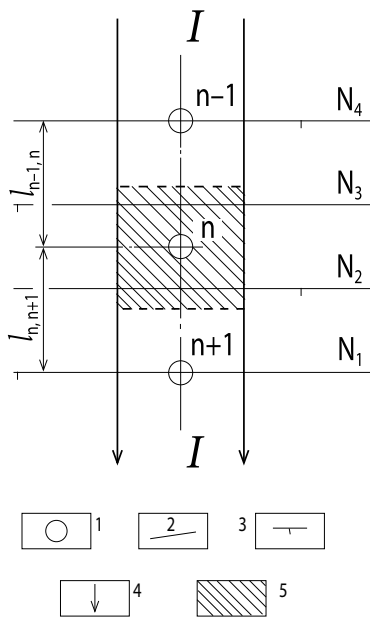


Рис. 82. Створ наблюдательных скважин при плоском (одномерном) потоке грунтовых вод: 1 – наблюдательная скважина; 2 – створ наблюдательных скважин; 3 – гидроизогипсы; 4 – линии тока; 5 – элемент грунтового потока

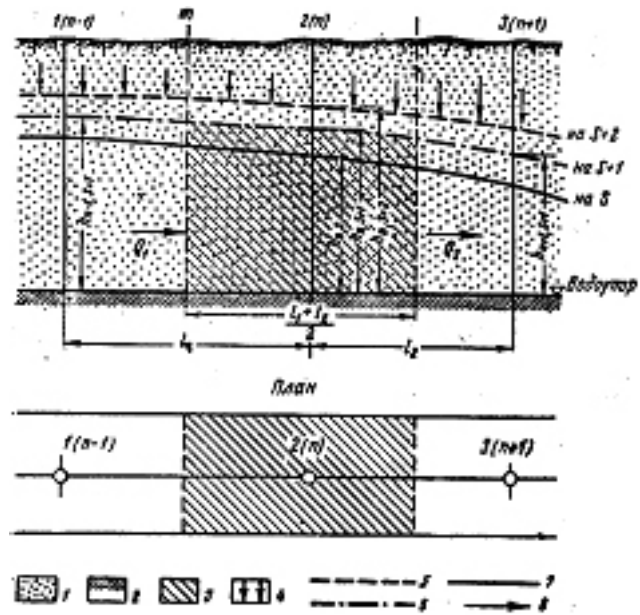


Рис. 83. Створ из трех наблюдательных скважин в плоском потоке при горизонтальном водоупоре: 1 – песок; 2 – водоупорные породы; 3 – расчетный балансовый элемент потока; 4 – интенсивность питания грунтовых вод сверху; 5 – уровень грунтовых вод на конечный момент  $(s+2)$  промежутка времени  $\Delta t$ ; 6 – то же, но на средний момент  $(s+1)$  того же промежутка времени; 7 – то же, но в начальный момент  $(s)$  того же промежутка времени; 8 – линия тока

Величина интенсивности питания грунтовых вод для схемы рис. 82 определяется по уравнению неустановившегося движения:

$$g = \mu \frac{H_{n,s+2} - H_{n,s}}{\Delta t} - \frac{2k}{l_{n-1,n} + l_{n,n+1}} \left( \frac{h_{n-1,s+1} + h_{n,s+1}}{2} \right) \times \\ \times \frac{H_{n-1,s+1} - H_{n,s+1}}{l_{n-1,n}} - \frac{h_{n,s+1} + h_{n+1,s+1}}{2} \cdot \frac{H_{n,s+1} - H_{n+1,s+1}}{l_{n,n+1}}, \quad (193)$$

где  $h_{n-1,s+1}$ ;  $h_{n,s+1}$ ;  $h_{n+1,s+1}$  – мощности грунтового потока в средний  $(s+1)$  момент данного отрезка времени  $\Delta t$  соответственно в верхнем  $(n-1)$ , среднем  $(n)$  и нижнем  $(n+1)$  сечениях потока (рис. 82);

$H_{n-1,s+1}$ ;  $H_{n,s+1}$ ;  $H_{n+1,s+1}$  – уровни (отметки) грунтовых вод в тот же момент времени соответственно в верхнем, среднем и нижнем сечениях;

$l_{n-1,n}$ ;  $l_{n,n+1}$  – расстояния соответственно между верхним ( $n-1$ ) и средним ( $n$ ) и между средним ( $n$ ) и нижним ( $n+1$ ) по потоку сечениями (скважинами);

$H_{n,s+2}$  – уровень (отметка) грунтовых вод в среднем сечении (скважине)  $n$  на конечный момент ( $s+2$ ) заданного промежутка времени  $\Delta t$ , м;

$H_{n,s}$  – уровень грунтовых вод в том же сечении (скважине) в начальный момент ( $s$ ) промежутка времени  $\Delta t$ , м.

Размерности величин:  $g$  в м/с,  $l$  в метрах. Остальные обозначения приведены выше.

К плоским потокам грунтовых вод часто можно привести более сложные пространственные схемы движения грунтовых вод, для которых используется это уравнение.

Для случаев неоднородного потока грунтовых вод в разрезе, для трехслойной и многослойной схем, для радиальных в плане и других потоков А.В. Лебедевым (1963) получены подобные расчетные уравнения.

В гидрологии торфяных болот этот гидрогеологический подход пока не получил применения из-за отсутствия необходимой информации по гидрогеологии болот.

Для вычисления интенсивности питания грунтовых вод необходимо как минимум знать: глубину залегания водоупора, коэффициенты фильтрации и водоотдачи водоносного грунта, материалы наблюдений в течение года за уровнями грунтовых вод по трем скважинам, размещенным по потоку и расстояния между наблюдательными скважинами.

Рассмотрим более сложные схемы движения грунтовых вод.

**Двухслойная толща пород.** Восходящая или нисходящая фильтрация с расходом  $g$  из одного пласта в другой, в зависимости от соотношения напоров в водоносных пластах, наблюдается на склонах водораздельных возвышенностей с неоднородным строением пород по вертикали. В этих случаях происходит разгрузка напорных вод путем восходящей фильтрации из нижних пластов в верхние – суглинистые или торфяные, из которых грунтовые воды подвергаются испарению и частично оттоку в горизонтальном направлении.

Для плоского движения грунтовых и напорных вод, заключенных в призме  $a, b, c, d$  с основанием  $dx$ , обозначив мощность грунтового потока в начальном сечении  $ab$  через  $h_1$ , считая ее от подошвы верхнего пласта, постоянную мощность нижнего пласта – через  $h_2$  (рис. 84), выделенную призму будем называть *элементом потока подземных вод*.

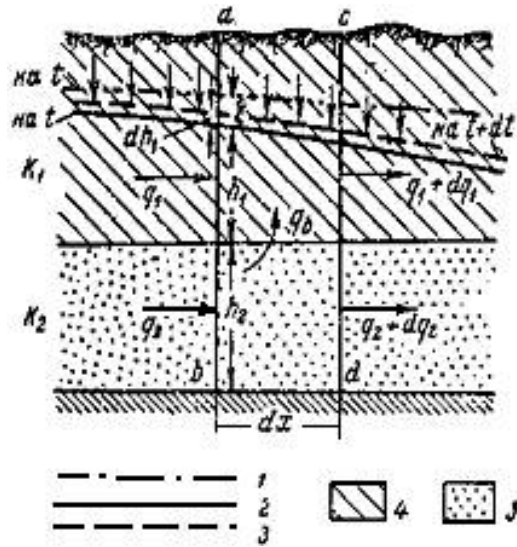


Рис. 84. Схема движения и обозначений элементов баланса грунтовых вод в двух-слойной толще пород: 1 – пьезометрическая поверхность напорных вод в песках; 2 – зеркало грунтовых вод в верхнем слое в момент времени  $(+ t)$ ; 3 – то же, но в момент времени  $t + dt$ ; 4 – суглинок; 5 – песок

Тогда уравнение баланса подземных вод в выделенном элементе сложного потока в дифференциальной форме имеет вид:

$$\mu \frac{\partial h_1}{\partial t} dx = - \frac{\partial q_1}{\partial x} dx - \frac{\partial q_2}{\partial x} dx + g dx, \quad (194)$$

где  $q_1$  и  $q_2$  – притоки соответственно грунтовых напорных вод, поступающих в горизонтальном направлении в элемент потока через верхнее сечение  $ab$  за единицу времени;  $dx$  – протяженность элемента потока;  $dh_1$  – приращение мощности грунтового потока за время  $dt$ .

В конечных разностях это уравнение можно выразить так:

$$\frac{\Delta h_1}{\Delta t} = \frac{k_{cp} h}{\mu} \cdot \frac{h_1' - 2h_1'' + h_1'''}{(\Delta x)^2} + \frac{k_2 h_2}{\mu} \cdot \frac{\zeta' - 2\zeta'' + \zeta'''}{(\Delta x)^2} + \frac{g}{\mu}, \quad (195)$$

где  $h_1'$ ;  $h_1''$ ;  $h_1'''$  – уровни грунтовых вод, считая от подошвы верхнего слоя, соответственно в верхнем, среднем и нижнем сечениях потока на средний момент  $s + 1$  данного промежутка времени;

$\zeta'$ ;  $\zeta''$ ;  $\zeta'''$  – разности между высотами пьезометрической поверхности нижнего пласта и зеркала грунтовых вод верхнего, или потери напора при вертикальной фильтрации из нижнего пласта в верхний, соответственно в верхнем, среднем и нижнем сечениях потоков на средний момент  $(s + 1)$  промежутка времени  $\Delta t$ ;

$\Delta h_1$  – изменение уровня грунтовых вод верхнего пласта за время  $\Delta t$  в выделенном элементе потока;



$\Delta x$  – протяженность элемента потока;

$h$  – средняя мощность всей водоносной толщи.

По этому уравнению рассчитывается величина  $g$  – инфильтрация грунтовых вод в нижний слой и подпитывание из него грунтовых вод.

**Многослойная толща пород.** Если принять во внимание, что на свободной поверхности грунтовых вод, т.е. при  $z = h_1$  (считая  $h_1$  за мощность грунтового потока от горизонтальной подошвы верхнего пласта), вертикальная составляющая скорости  $V = g$  (здесь  $g$  – интенсивность инфильтрационного питания потока сверху – при положительном значении этой величины, или испарение при отрицательном значении), на подошве верхнего пласта эта составляющая  $V = V_B$ , а горизонтальная составляющая скорости фильтрации

$$v = k_1 \frac{dh_1}{dx} \quad \text{то} \quad V_B = g - k_1 h_1 \frac{\partial^2 h_1}{\partial x^2}. \quad (196)$$

На основании последнего уравнения найдем выражение для величины вертикального водообмена между пластами:

$$q_B = V_B dx = \left( g - k_1 h_1 \frac{\partial^2 h_1}{\partial x^2} \right) dx. \quad (197)$$

Решая его с использованием предыдущих уравнений, получим

$$\mu \frac{\partial h_1}{\partial t} = -\frac{k_1}{2} \left( \frac{\partial^2 h_1^2}{\partial x^2} - 2h_1 \frac{\partial^2 h_1}{\partial x^2} \right) + 2g. \quad (198)$$

Последнее уравнение можно представить в конечных разностях, переписав его относительно искомой величины  $g$  так:

$$g = \mu \frac{\Delta h_1}{\Delta t} - k_1 h'_{cp} \frac{h'_1 - 2h''_1 + h'''_1}{(\Delta x)^2} - k_1 \frac{\Delta H''}{h''_1}, \quad (199)$$

где обозначения те же, что и в предыдущем уравнении.

При этом переменную мощность потока  $h_1$  принимают равной мощности потока в среднем сечении  $h''$  на средний момент времени  $(s + 1)$ , как отвечающую осредненной ее величине.

Уравнение (199) действительно при наличии ярко выраженного вертикального водообмена между отдельными слоями пород по вертикали и сравнительно больших горизонтальных скоростях в верхнем пласте.

Для случая когда коэффициент фильтрации по вертикали в верхнем слабо проницаемом слое  $k_1$  значительно меньше нижнего слоя  $k_2$ ,

$$g = \mu \frac{\Delta h_1}{\Delta t} - k_1 h'_{cp} \frac{h'_1 - 2h''_1 + h'''_1}{(\Delta x)^2} - k_1 \frac{\Delta H''}{h''_1}, \quad (200)$$

где  $\Delta H''$  – разность в напорах в верхнем и нижнем пластах в среднем сечении. Для определения  $g$  необходимо иметь значения  $\mu$ ,  $k_1$ , средней мощности потока  $h'_{cp}$ , мощности потока в сечениях 1, 2, 3 в средний момент времени.

Имеются решения для разных схем движения воды, позволяющих по изменению уровня грунтовых вод определить величину водообмена с зоной аэрации.

Иногда в практике приходится составлять балансы влаги для зоны аэрации и верхней части потока грунтовых вод. Баланс влаги в почвенно-грунтовом слое без учёта перетекания может быть записан в следующем виде

$$W_2 - W_1 + n\Delta z = \left( f_a + \frac{Q_1 - Q_2}{F} \right) \Delta t, \quad (201)$$

где  $W_2 - W_1$  – изменение запасов влаги в зоне аэрации,  $W = \sum_{i=1}^n \Delta z_i \omega_{обi}$

определяется по горизонтам зоны аэрации,  $n$  – пористость грунта или полная влагоёмкость в слое колебания уровней грунтовых вод,  $\Delta z$  – изменение их уровней,  $f_a$  – инфильтрация,  $Q_1 - Q_2$  – разность между притоком и оттоком грунтовых вод в расчетный элемент грунтовых вод,  $F$  – горизонтальная площадь элемента потока грунтовых вод.

### 7.3.3. Вертикальный водообмен грунтовых вод с нижележащими водоносными слоями

Вертикальный водообмен  $\pm p$  в уравнении баланса грунтовых вод на болотах может быть положительным (подпитывание восходящие –  $p_v$ ) или отрицательным (переток нисходящий –  $p_n$ ). Величина  $\pm p = p_v \pm p_n$  является связующим элементом между малым (биологическим) и большим (геологическим) круговоротами вещества и энергии.

При наличии разности в уровнях грунтовых и нижележащих напорных вод, разделенных относительным водоупором, устанавливается вертикальная фильтрация воды через этот водоупор. Интенсивность фильтрации (перетекания) зависит от коэффициента фильтрации пород относительного водоупора, градиента фильтрации и начального градиента.

Для гидрологии торфяных болот представляет особый интерес случай перетекания воды в напорные водоносные слои и обратное, восходящее движение напорных вод в торфяную залежь, когда болото выполняет функции питания и разгрузки подземных вод.

Для неограниченного потока (рис. 85) с одномерным неустановившимся движением грунтовых вод основное дифференциальное уравнение выражается в виде

$$\frac{\partial \Delta h}{\partial t} = \frac{g}{\mu} - c \Delta h, \quad (202)$$

где  $\Delta h = h - h_e$  – изменение уровня грунтовых вод в сечении  $x$  за время  $t$ ;  $h$  и  $h_e$  – соответственно мощности грунтового потока в моменты времени  $t$  и  $t = 0$ ;  $k_o$ ,  $m_o$  – соответственно коэффициент фильтрации, м/сут и мощность пород, м раздельного слоя;  $\mu$  – водоотдача или недостаток насыщения пород над зеркалом грунтовых вод;  $g = g' - g_e$ , м/сут – изменение интенсивности питания грунтовых вод, возникшее в связи с изменением уровня грунтовых вод,  $g'$  – интенсивность питания грунтовых вод, м/сут, постоянная во времени при  $t > 0$ ,  $g_e$  – первоначальная интенсивность питания сверху, т.е. бывшая при  $t \leq 0$ .

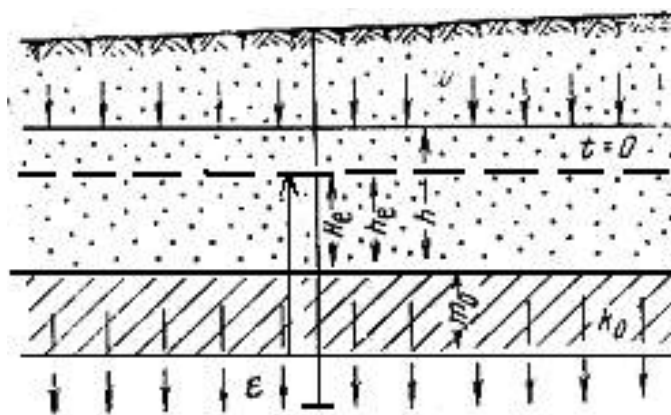


Рис. 85. Схема потока грунтовых вод, связанных с подстилающими напорными водами путем перетекания через раздельный слой пород

В уравнение расчета перетекания через относительные водоупоры входит приведенный **коэффициент вертикального водообмена** между грунтовыми и напорными водами

$$c = \frac{k_o}{\mu m_o}, \text{ сут}^{-1}, \quad (203)$$

где  $k_o$  – коэффициент фильтрации разделяющего относительного водоупора,  $m_o$  – его мощность, м;  $\mu$  – водоотдача.

Для решения дифференциального уравнения А.В. Лебедевым были приняты следующие исходные положения:

- напор воды в напорном водоносном горизонте постоянен во времени и находится ниже уровня грунтовых вод, но может быть и выше в любые моменты времени при  $t = 0$  и  $t > 0$ ;
- интенсивность инфильтрации атмосферных осадков до уровня грунтовых вод постоянна во времени и пространстве;
- водоносные пласты и отдельные слои пород однородны по водопрооницаемости, кровля последних горизонтальная;
- фильтрация воды подчиняется закону Дарси.

Решение уравнения для краевых условий  $t = 0, \Delta h = 0, t > 0, x = \infty, \frac{\partial \Delta h}{\partial x} = 0$  дает формулу

$$\Delta h = \frac{g}{\mu c} (1 - e^{-ct}), \text{ м.} \quad (204)$$

Анализ этой формулы приводит к следующим интересным выводам:

- при непрерывной инфильтрации осадков любой интенсивности и мощности отдельного пласта 10 м при  $\mu = 0,20$  (пески) существенное влияние перетекания грунтовых вод сказывается лишь при  $k_0 \geq 0,005$  м/сут;
- влияние перетекания возрастает с увеличением коэффициента фильтрации отдельного слоя;
- с увеличением длительности инфильтрации увеличивается перетекание в напорный пласт;
- при  $k_0 = 0,001$  м/сут и продолжительности  $t = 200$  сут за счет перетекания уровни грунтовых вод снижаются незначительно, до 5%. При  $k_0 \leq 0,001$  м/сут ( $k_0 \leq 10^{-6}$  см/с), величиной перетекания при расчете водного баланса можно пренебрегать.

Интенсивность перетекания грунтовых вод в подстилающий подземный пласт в момент времени  $t$  при отсутствии начального градиента составляет

$$p_t = \mu c \Delta h = k_0 \frac{\Delta t}{m_0}, \text{ м/сут,} \quad (205)$$

где  $\Delta h$  – падение напора по вертикали от уровня грунтовых вод до подстилающего водоносного горизонта.

Величина подпитывания грунтовых вод со стороны напорных путем восходящей фильтрации и перетекания грунтовых вод в напорный пласт может быть определена по формуле

$$p_B = p_e t + gt \left( \frac{1 - e^{-ct}}{ct} \right), \text{ м слоя} \quad (206)$$

где  $p_e$  – интенсивность перетекания до начала изменения уровня ( $t \leq 0$ ), с этой величиной связан так называемый начальный градиент фильтрации.

**Начальный градиент вертикальной фильтрации  $l_0$**  характеризует критическую разность напоров грунтовых и напорных вод, при достижении которой начинается перетекание в том или ином направлении в зависимости от соотношения уровней. Перетекание инфильтрационных вод через относительный водоупор происходит при

$$l_0 \geq \frac{\Delta H_e}{m_0}, \quad (207)$$

где  $\Delta H_e$  – разница в уровнях грунтовых и напорных вод перед началом перетекания,  $m_0$  – мощность раздельного слоя пород.

Перетекание сверху начинается мгновенно при превышении  $l_0$  под влиянием питания с интенсивностью  $f_T$  и продолжается непрерывно. При градиенте  $l < l_0$  и при наличии разности в уровнях перетекание отсутствует.

Величина  $l_0$  изучена недостаточно, при расчетах ею пренебрегают. При наличии в естественных условиях установившейся разности уровней при мощности относительного водоупора  $m_0$  для перетекания начальный градиент обеспечен.

В случае *полуограниченного потока*, который преобладает вблизи рек, каналов, водохранилищ и болот, для определения вертикального водообмена используется дифференциальное уравнение

$$\frac{\partial dh}{\partial t} = a \frac{\partial^2 \Delta h}{\partial x^2} + \frac{g}{\mu} - c \Delta h, \quad (208)$$

где  $a = \frac{kh_{cp}}{\mu}$  – **коэффициент уровнепроводности** верхнего, водонос-

ного пласта с грунтовой водой,  $k$  – усредненный коэффициент фильтрации этого пласта;  $h_{cp}$  – усредненная мощность,  $\mu$  – водоотдача (недостаток насыщения) пород.

Решение этого уравнения с некоторыми ограничениями позволило получить формулу, которая отвечает большинству реальных условий фильтрации через раздельные слои.

С некоторым приближением, вполне допустимом из-за неточности определения и в значительной мере неопределенности коэффициента фильтрации относительного водоупора, расчёт производится по известной формуле Дарси

$$p = k_2 \frac{\Delta H}{m_0},$$

где  $k_2$  – коэффициент фильтрации водоупорного слоя мощности  $m_0$ ,  $\Delta H$  – разность между пьезометрическим уровнем и уровнем грунтовых вод.

Расход воды, поступающий снизу через слабо проницаемый слой (относительный водоупор) в верхний горизонт равен

$$Q = p \cdot F,$$

где  $F$  – площадь, на которой происходит питание грунтовых вод напорными или наоборот – грунтовые воды подпитывают второй водоносный слой.

Для использования аналитических методов при вычислении интенсивности питания грунтовых вод и в более полном смысле – вертикального водообмена грунтовых вод с нижележащим водоносным горизонтом необходимы графики (таблицы) годичных наблюдений за уровнями грунтовых вод как минимум по трем скважинам, размещенным по потоку грунтовых вод, и за пьезометрическими уровнями, результаты определения коэффициентов фильтрации водоносных и водоупорных пластов, коэффициент водоотдачи водоносных пород или недостаток насыщения их над капиллярной каймой.

Для расчета  $p$  требуется знать напоры воды в верхнем и нижнем водоносных пластах или их разность в среднем сечении, для чего необходимо иметь наблюдательные скважины с фильтрами, установленными в этих пластах; вычислять средние мощности потока  $h_{ср}$ ; распределение мощностей потока на средний момент времени в трех сечениях (скважинах). Изменение уровня грунтовых вод  $\Delta h_1$  за промежутки времени  $\Delta t$  принимается по наблюдениям в средней скважине 2.

В заключение параграфа рассмотрим один вопрос методики изучения режима напорных вод.

**Наблюдательные скважины** на осушаемых землях обычно крепят металлическими пластмассовыми или деревянными трубами. Конструкция скважин и их диаметр влияют на точность измерения уровней грунтовых вод. Чтобы поверхностные воды не попадали в скважину, вокруг нее устраивают отмостку из глины или бетона толщиной до 10–20 см площадью около 1 м<sup>2</sup>.

**Пьезометры** размещают около наблюдательных скважин, расстояния между ними должны быть небольшие (1–2 м). На болотах с напорным питанием каждый куст пьезометров состоит из 2–4 пьезометров. Один из них заглубляют в подстилающий торф водоносный горизонт, второй доводится до кровли водоносного горизонта, фильтр третьего пьезометра устанавливают в верхней части торфяной залежи (функцию его может выполнять наблюдательная скважина). По пьезометрам при слоистом строении отложений, подстилающих торфяные грунты, наблюдают за режимом всех водоносных горизонтов, принимающих участие в водном питании объекта.

Пьезометры представляют собой стальные трубы диаметром  $\frac{1}{4}$ – $\frac{3}{4}$ " , устанавливаемые с помощью ручного бурения или забиваемые на необходимую глубину.

Пьезометры в нижней части имеют фильтры длиной не более 0,5 м, так как точность измерений повышается с уменьшением высоты фильтра (рис. 86). Для кратковременных наблюдений устанавливают точечные пьезометры, вода в которые поступает только через забой.

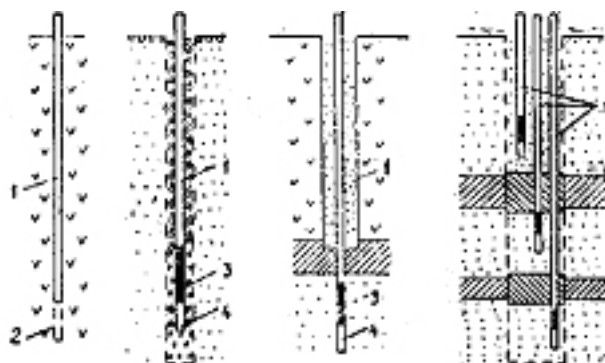


Рис. 86. Конструкции пьезометров: а – забивной пьезометр в торфе; б – пьезометр в буровой скважине; в – пьезометр в обсадной трубе; г – этажные пьезометры; 1 – пьезометр; 2 – полость; 3 – фильтр; 4 – отстойник

Если точечные пьезометры устанавливают забивкой, то попавший в них грунт вымывают водой с помощью ручного насоса. Пьезометры можно устанавливать следующим образом: в трубку свободно вставляют пробку с бортиками, которую после заглубления пьезометра на необходимую глубину выбивают. Забивные пьезометры заглубляют до 10–12 м. При установке пьезометров бурением, чтобы предотвратить гидравлическую связь через затрубное пространство двух водоносных горизонтов, перекрывают верхний горизонт обсадными трубами, башмак которых забивают на глубину 0,3–0,7 м в подстилающий малопроницаемый слой.

Можно кусты пьезометров устраивать путем бурения одной скважины с искусственной изоляцией отдельных горизонтов (рис. 86, з). Основная задача при оборудовании таких этажных пьезометров – не допустить искусственную взаимосвязь двух горизонтов. Фильтры пьезометров делают из латунной сетки, стеклоткани, цементированной рубашки и других материалов.

#### Эмпирические зависимости

В практической гидрологии используются приближенные зависимости, связывающие испарение с поверхности грунтовых вод в зону аэрации с их глубиной. Наиболее распространена формула С.Ф. Аверьянова

$$E_{\Gamma} = E_o \left( 1 - \frac{z}{z_k} \right)^n, \quad (209)$$

где  $E_{\Gamma}$  – испарение с поверхности грунтовых вод;  $E_o$  – максимальное испарение с поверхности почвы при наибольшем увлажнении;  $z$  – глубина залегания грунтовых вод;  $z_k$  – глубина залегания грунтовых вод, при которой начинается практически заметное испарение;  $n$  – показатель степени;  $n = 1-3$ .

Величина  $z_k$  определяется глубиной распространения температурного поля в почве и высотой капиллярного поднятия.

При тепло-влажностном методе расчета испарения используется величина капиллярного подпитывания (расход грунтовых вод в зону аэрации), которую определяют по формуле С.И. Харченко

$$E_{\Gamma} = \frac{E_o}{e^{mz}},$$

где  $E_o$  – испаряемость за месяц, мм;  $z$  – средняя месячная глубина залегания уровня грунтовых вод, м;  $m$  – параметр, зависящий от почвогрунтов и фазы развития растений.

Величина  $m$  изменяется в следующих пределах по декадам вегетационного периода: на глинистых и суглинистых почвах до посева, в первую и последнюю декады  $m = 1,2-1,4$ , во вторую и предпоследнюю декады  $0,9-1,0$ , в период вегетации растений  $0,7-0,8$ , на супесчаных почвах соответственно  $1,4$ ;  $1,0$  и  $0,8$ .

Для торфяных осушаемых почв, используемых в земледелии, получена эмпирическая зависимость

$$E_{\Gamma} = E_o e^{-n(z-0,5)}, \quad (210)$$

где  $z$  в м,  $n$  – коэффициент, зависящий от вида выращиваемых культур ( $n = 1,4$  для трав,  $n = 2$  для пропашных,  $n = 3$  для зерновых культур).



Доля грунтовых вод в суммарном водопотреблении культур при глубине залегания грунтовых вод 0,9–1,5 м составляет в среднем 25–37%, с увеличением  $z$  величина подпитывания почвы грунтовыми водами уменьшается. Например, под овсом в условиях южной Мещеры получены следующие отношения испарения с грунтовых вод к суммарному испарению с поверхности почвы  $E$ :

при $z = 60$ см	$E_T/E = 56\%$ ,
при $z = 80$ см	$E_T/E = 51,7\%$ ,
при $z = 100$ см	$E_T/E = 37,1\%$ ,
при $z = 120$ см	$E_T/E = 27,3\%$ ,
при $z = 150$ см	$E_T/E = 9,2\%$ .

Роль грунтовых вод в суммарном испарении в засушливые годы возрастает к середине вегетационного периода и достигает максимума в период наибольшего потребления растениями влаги. При опускании уровней грунтовых вод ниже норм осушения на 50% величина подпитывания уменьшается примерно на 50%; чрезмерное осушение болот может привести к устранению этого важного источника водного питания растений.

В таблице 47 приведены значения подпитывания от уровня грунтовых вод при разных глубинах их залегания под многолетними травами.

Таблица 47

**Испарение (подпитывание почвы) с уровня грунтовых вод за июнь–август месяцы, мм**

Годы	Осадки, мм	$E_0$ , мм	Глубина грунтовых вод, м				
			0,5	0,8	1,0	1,3	1,5
1979	160	281	299	180	112	55	22
1980	290	221	145	98	46	42	16
1981	130	363	290	192	124	99	51
1982	247	238	205	109	78	39	10
1983	167	214	241	–	92	–	29
Среднее	199	263	236	145	20	59	26

Максимальное декадное подпитывание активного слоя почвы в засушливые периоды при хорошо развитом травостое, т.е. при максимальном суммарном испарении колебалось от 50–64 мм при глубине грунтовых вод  $z = 0,5$  м до 4–9 мм при  $z = 1,5$  м.

Максимальная интенсивность расхода грунтовых вод на испарении достигала 8–12 мм/сут. Средняя ее величина изменяется в зависимости от глубины грунтовых вод ( $z$ ), мм/сут:

$z$ , м	0,5	0,8	1,0	1,3	1,5
$E_T$ , мм/сут	2,6	1,6	1,0	0,6	0,3

В засушливые периоды подпитывание в 1,5–2,0 раза больше, чем во влажные и при глубине грунтовых вод 0,5 м превышает испаряемость, рассчитанную по Н.Н. Иванову. Зависит суммарная величина  $E_T$  от увлажненности вегетационных периодов конкретных лет.

На торфяных почвах  $E_T/E_0 = 0$  при  $z = 2,5$  м. Эта величина может быть определена графически следующим образом: для бездождных периодов определяются значения  $E_T$  и строится кривая  $E_T = f(z)$ , пересечение ее с осью абсцисс дает значение  $z_k$ .

### 7.3.4. Приток и отток подземных вод

Основное уравнение баланса грунтовых вод при отсутствии перетекания в нижележащие водоносные пласты пород для горизонтальной площадки  $F$  имеет вид

$$\frac{Q_1 - Q_2}{F} \Delta t = \mu \Delta z - g \Delta t, \quad (211)$$

где  $g \Delta t$  – величина питания грунтовых вод сверху за время  $t$  (при положительном значении этой величины происходит инфильтрация осадков, при отрицательном значении – испарение с поверхности грунтовых вод);  $\mu$  – водоотдача;  $\Delta z$  – усредненное за время  $t$  изменение уровня грунтовых вод.

Решение уравнения проводят с применением метода конечных разностей, позволяющего заменить поле фильтрации, как отмечалось выше, системой правильных элементов потока (квадратов, многоугольников), для которых определяют гидрогеологические параметры ( $k$ ,  $\mu$ ,  $a$  и др.) и составляются балансы грунтовых вод.

Для случаев горизонтального и наклонного водоупоров, по Г.Н. Каменскому, можно написать: расход притекающей в элемент  $MN$  (рис. 82) воды равен

$$Q_1 = q_1 = k \frac{h_{n-1, s+1} + h_{n, s+1}}{2} \cdot \frac{H_{n-1, s+1} + H_{n, s+1}}{l_{n-1, n}}, \quad (212)$$

расход оттекающей из того же элемента воды равен

$$Q_2 = q_2 = k \frac{h_{n, s+1} + h_{n-1, s+1}}{2} \cdot \frac{H_{n, s+1} - H_{n+1, s+1}}{l_{n, n+1}}, \quad (213)$$

где  $q_1$  и  $q_2$  – единичные расходы воды, притекающей через верхнее сечение и утекающей через нижнее сечение потока;  $k$  – коэффициент фильтрации водоносного пласта;  $h_{n-1, s+1}$ ;  $h_{n, s+1}$ ;  $h_{n+1, s+1}$  – мощности грунтового потока в средний  $(s+1)$  момент данного отрезка времени  $\Delta t$

соответственно в верхнем ( $n-1$ ), среднем ( $n$ ) и нижнем ( $n+1$ ) сечениях потока (см. рис. 82);  $H_{n-1, s+1}$ ;  $H_{n, s+1}$ ;  $H_{n+1, s+1}$  – уровни (абс. отметки) грунтовых вод в тот же момент времени соответственно в верхнем, среднем и нижнем сечениях;  $l_{n-1, n}$ ;  $l_{n, n+1}$  – расстояния соответственно между верхним ( $n-1$ ) и средним ( $n$ ) и между средним ( $n$ ) и нижним ( $n+1$ ) по потоку сечениями (скважинами).

В условиях напорных вод при постепенно изменяющейся мощности водоносного пласта расход потока определяется по формуле Г.Н. Каменского:

$$q = k \frac{(m_2 - m_1)(H_1 - H_2)}{2,3(\lg m_2 - \lg m_1)L}, \quad (214)$$

где  $m_1$  и  $m_2$  – мощности водоносного пласта в двух сечениях, отстоящих друг от друга на расстоянии  $L$ ;  $H_1$  и  $H_2$  – соответственно напоры в этих сечениях (рис. 87).

В случае напорного потока, переходящего в безнапорный, при горизонтальном водоупоре (рис. 88) расход потока подземных вод определяется по формуле:

$$q = k \frac{m(2H_1 - m) - h_2^2}{2L}. \quad (215)$$

Расстояние от начального сечения до точки перехода напорного движения в безнапорное определяется по формуле:

$$l = \frac{2Lm(H_1 - m)}{m(2H_1 - m) - h_2^2}. \quad (216)$$

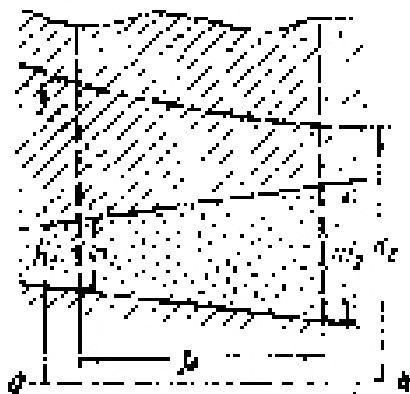


Рис. 87. Схема движения напорных вод при изменяющейся мощности водоносного пласта

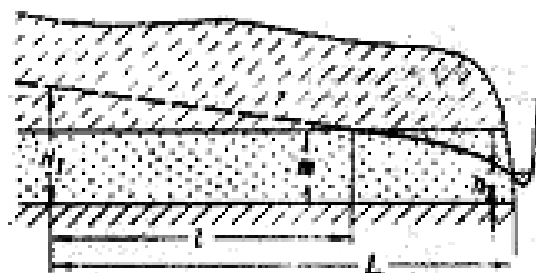


Рис. 88. Схема напорного потока, переходящего в безнапорный

Для случая горизонтального водоупора и равномерного питания водоносного горизонта на рассматриваемом участке величина притока к реке определяется по формуле:

$$q_1 = \frac{f_r}{2} - k \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L},$$

где  $q_1$  – расход грунтового потока с глубиной  $h_1$  в сечении у реки (рис. 89);  $f_r$  – инфильтрация, т.е. количество воды, просачивающейся сверху на поверхность грунтовых вод через единицу площади поверхности земли в единицу времени. В случае, если водоносный горизонт теряет воду на испарение, величина  $f_r$  является отрицательной. Величина  $f_r$  имеет размерность скорости;  $k$  – коэффициент фильтрации.

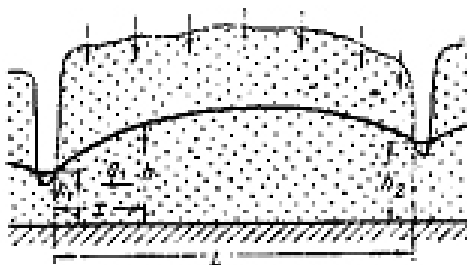


Рис. 89. Схема движения грунтовых вод в междуречном массиве

Получение при расчете отрицательного значения  $q_1$  указывает на наличие фильтрации из реки в берег. Величина  $f_r$ , входящая в формулу, может быть определена по уравнению:

$$f_r = \frac{\kappa}{L-x} \left( \frac{h^2 - h_1^2}{x} + \frac{h_1^2 - h_2^2}{L} \right), \quad (217)$$

где  $h$  – глубина потока в скважине, находящейся на расстоянии  $x$  от реки, имеющей уровень  $h_1$ .

Вместо глубин потока  $h_1$  и  $h_2$  по краям междуречья можно брать глубины потока грунтовых вод в соседних скважинах, расположенных по обе стороны средней скважины.

Уравнение кривой депрессии подземных вод:

$$h = \sqrt{h_1^2 - \frac{h_1^2 - h_2^2}{L} \cdot x + \frac{f_r}{\kappa} x(L-x)}, \quad (218)$$

где  $h$  – искомая глубина грунтового потока на расстоянии  $x$  от реки с уровнем воды  $h_1$ .

Величина  $f_r / \kappa$ , входящая в последнюю формулу определяется по уравнению 217, при этом величины  $h$  и  $x$  относятся к скважине с известным уровнем воды.

Для перехода от единичных значений  $q$  (формулы 212, 213 и др.) к величинам суммарного притока и оттока грунтовых вод необходимо определить ширину потока в разные моменты времени ( $s+1$ ,  $s+2$ ) по картам гидроизогипс.

### 7.3.5. Изменение запасов грунтовых вод

Изменение запасов грунтовых вод выражается простой формулой:

$$\Delta W_{\Gamma} = \mu \Delta z_{\text{ср}},$$

где  $\mu$  – водоотдача (недостаток насыщения);  $\Delta z_{\text{ср}}$  – среднее изменение уровня грунтовых вод за расчетный период.

При значительной площади водосбора величина  $\Delta z_{\text{ср}}$  определяется по картам глубин грунтовых вод, составленным на начало и на конец периода наблюдений.

По картам (рис. 90) определяют приращение площадей с выделенными интервалами глубин грунтовых вод по формуле

$$\Delta z_{\text{ср}} = \frac{\pm(z_1 + z_2)\Delta\omega_{1-2} \pm (z_2 + z_3)\Delta\omega_{2-3}t \dots}{2\Omega}, \quad (219)$$

где  $\Delta z_{\text{ср}}$  – средневзвешенно изменение уровня грунтовых вод в районе,

$z_1, z_2, \dots$  – градации глубин до воды, выделенные на карте;  $\Omega = \sum_1^n \Delta\omega_{i-(i+1)}$  –

сумма приращений площадей с различными градациями глубин грунтовых вод;  $n$  – число выделенных градаций глубины. Знаки перед формулой означают: положительный – увеличение площади с соответствующей градацией глубины, отрицательные – уменьшение этих площадей;  $\Omega$  – общая площадь района (подземного водосбора).

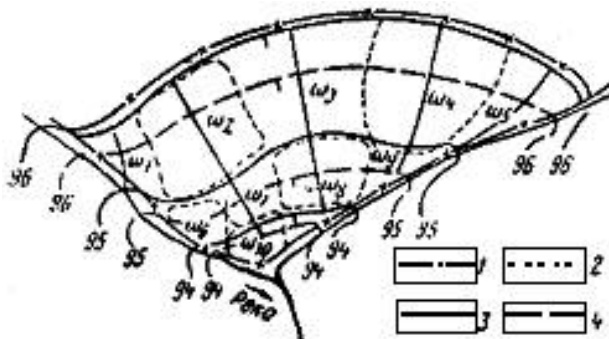


Рис. 90. Схема для вычисления среднего изменения запаса грунтовых вод в балансовом районе: 1 – граница балансового района; 2 – границы типовых участков; 3 – гидроизогипсы в начальный момент; 4 – то же, в конечный момент периода наблюдений

При наличии карты гидроизогипс расчёт может выполняться по формуле М.М. Крылова:

$$\Delta h_{\text{cp}} = \frac{\sum_{i=1}^n a_i l_i}{n}, \quad (220)$$

где  $a_i$  – расстояние между одноименными горизонталями, проведенными для начала и конца периода наблюдений;  $l$  – средний уклон грунтового потока  $l = \frac{l_{\text{н}} - l_{\text{к}}}{2}$ , где  $l_{\text{н}}$ ,  $l_{\text{к}}$  – соответственно уклоны в начале

и конце периода;  $n$  – число используемых в расчете интервалов.

Окончательное значение изменения уровня грунтовых вод за время  $t$  вычисляется по формуле:

$$\Delta z_{\text{cp}} = \frac{\sum_{i=1}^n \omega_i \Delta h_{\text{cp},i}}{\Omega}, \quad (221)$$

где  $\omega_i$  – площадь участка  $i$  с площадью  $\Delta h_{\text{cp},i}$ ;  $n$  – число участков.

В случае изменчивости величины водоотдачи (недостатка насыщения) по площади в пределах выделенных районов, изменение запаса грунтовых вод определяют по формуле

$$\Delta W_{\text{r}} = \frac{\sum_{i=1}^n \mu_i \omega_i \Delta h_{\text{cp},i}}{\Omega}. \quad (222)$$

Расчёт позволяет получить величину накопления (аккумуляции) грунтовой воды или её убыли за принятый отрезок времени, что необходимо для расчета баланса.

Основой решения дифференциальных уравнений движения грунтовых вод, как следует из изложенного, является гидродинамический анализ результатов наблюдений за уровнями грунтовых вод. По сути дела график колебания уровней является интегральным показателем гидрологического процесса, позволяющим определить инфильтрацию, испарение, приток и отток грунтовых вод и другие элементы баланса.

### 7.3.6. Особенности расчёта баланса грунтовых вод

Вычисленные или определенные в естественных условиях величины притока и оттока грунтовых вод, питания грунтовых вод (инфильтрационного и напорного), изменения их запасов для всего водосбора

или его части (расчетного элемента) используют при составлении баланса.

Многолетний или годовой (сезонный) цикл наблюдений разделяется на отдельные интервалы времени в зависимости от графика колебания уровней грунтовых вод. Выделяются периоды времени  $\Delta t$  с подъёмом или понижением уровней примерно с одинаковой интенсивностью. В условиях зоны избыточного увлажнения подъёмы и спады уровней удаётся свести к 10–12 периодам за год. Баланс составляется последовательно для каждого расчётного промежутка времени. Все элементы баланса выражают в мм. Баланс составляется в табличной форме и иллюстрируется графически.

Составление баланса при наличии густой сети наблюдательных скважин не вызывает никаких проблем. При недостаточной, редкой сети наблюдательных скважин возникает необходимость экстраполяции полученных средневзвешенных элементов баланса. В простых гидрогеологических условиях и при наличии равномерно распределенной по площади сети наблюдательных скважин, применяется линейная интерполяция величин элементов баланса.

При ограниченной сети скважин проводится экстраполяция элементов баланса по площади с использованием связей элемента баланса с глубиной грунтовых вод, литологией, растительностью, рельефом местности, мощностью зоны аэрации с составлением карт районирования или без таковых, а также интерполяции гидрометеорологических факторов, с которыми они взаимосвязаны. Погрешность в расчете величины питания грунтовых вод и изменение их запасов в значительной мере зависят от неточности определения используемых параметров и измеряемых в естественных условиях величин, а также упрощения расчётных схем. Особенно велики ошибки в величинах водоотдачи и коэффициента фильтрации почв и пород. Расчёты показывают, что при тщательном их определении вполне достижима относительная погрешность в элементах водного баланса до 10–20%.

#### **7.4. Опыт решения уравнения водного баланса**

В тексте приведены примеры составления и использования уравнения водного баланса для определения гидрологических величин и описания гидрологических процессов. Ниже рассмотрим некоторые частные вопросы.

На комплексном болотном массиве на четырех типах болотных микроландшафтов: грядово-мочажинном комплексе, мохово-травяных, проточных топях и лесных за шесть лет расходная часть водного баланса в летний период складывается на 75% из испарения, доля стока составляет 25%. Причем устанавливается чёткая зависимость испарения от величины осадков и отсутствие связи между стоком и осадками. В начале лета идёт быстрое уменьшение запасов влаги на болоте.

В таблице 48 приведены элементы водного баланса за летний период. (Летние периоды большинства лет были жаркими, поэтому испарение не вполне характеризует средние годы).

Таблица 48

**Элементы водного баланса по месяцам безснежного периода года, мм**

Элементы водного баланса	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
Осадки	33,7	85,7	77,5	68,4	64,1	44,1
Испарение	111,0	102,1	103,0	52,7	43,5	17,2
Сток	12,4	4,4	1,0	3,1	4,3	5,1
Изменение запасов влаги	-86,9	-20,8	-27,5	+12,7	+16,4	+21,8

Начиная с августа, и до начала зимнего промерзания болота, происходит пополнение запасов влаги, израсходованных в период роста и транспирации болотных растений.

На центральной части того же болота проведен расчёт стока по методу фильтрационных характеристик. Контур стока пересекает два болотных микроландшафта: сфагново-кустарниково-пушицевый и грядово-мочажинный комплекс. Площадь 45 га. Расчёт вертикального водообмена выполнен по уравнению

$$g = P - E - C - \Delta W, \quad (223)$$

В таблице 49 приведены расчёты за шесть лет.

Таблица 49

Год	Осадки	Испарение	Изменение влагозапасов	Фильтрационный сток	Вертикальный водообмен
1969	659	505	+49	135	+68
1972	627	491	+42	158	+20
1977	823	383	-30	334	+76
1979	764	400	+9	317	+56
1981	1129	386	-16	730	-3
1984	1245	404	-9	804	+28
Среднее	874	428	+8	413	+41

Полученная из уравнения величина вертикального водообмена изменялась от -30 мм (приток на болото снизу) до 76 мм (отток воды



через дно болота). Средняя величина вертикального водообмена составила 41 мм, или 0,11 мм/сут. Близкая величина (27 мм/год) была получена расчётным путем К.Е. Ивановым. В сравнении с основными элементами баланса водообмен составляет 10–20%. Но и эта величина представляется сомнительной, поскольку она вобрала в себя все ошибки определения использованных для расчёта элементов баланса.

Расчёт водного баланса для болота Ламмин–Суо Зеленогорской болотной станции за пятьдесят лет дал следующие среднегодовые величины: испарение 422 мм (50% расходной части баланса), русловой сток 322 мм (36% от расходной части), изменение влагозапасов от –57 до +57 мм при средней многолетней величине – 2 мм. Водообмен болота с минеральными грунтами изменялся от –104 мм до +299 мм, но в эту величину входит помимо вертикального водообмена боковой отток с болота .

Об отсутствии или незначительности вертикального водообмена на верховых болотах указывают наблюдения за уровнем грунтовых вод: при снижении их ниже границы деятельного слоя, в бесприточный период скорость понижения уровней доходит до нуля.

Ныне имеются многочисленные примеры составления водных балансов осушаемых болот. Решение уравнения водного баланса не требует большого труда, если известны все входящие в него элементы. Баланс составляется для всей толщи земной поверхности, ограниченной водораздельной линией и подстилаемой четко выраженным водоупором. Часто возникают при этом многие вопросы: совпадают ли границы поверхностного и подземного водосбора, выдержан ли по простиранию водоупор, какова его водопроницаемость и нет ли в нем разрывов (гидрогеологических «окон»), через которые может происходить водообмен грунтовых вод с нижележащими водоносными горизонтами? На эту трудность обращали внимание многие гидрологи. В.В. Романов писал, что «точное установление положения подземного водораздела связано с очень большими затратами труда, времени и средств». Поэтому многие гидрологи рассматривают водный баланс больших водосборов (тысячи км<sup>2</sup>), в этом случае относительная ошибка, вызванная несопадением границ водоразделов поверхностных и грунтовых вод, становится небольшой.

Наиболее интересующий гидрологов речной сток, который замеряется на гидрометрических постах, оборудованных на реках, и величина которого входит в уравнение баланса, для больших по площади бассейнов вызывает сомнение: весь ли сток с него собирает река?

Нет ли транзитного подземного стока за пределы бассейна? При глубоких врезках рек возникающая ошибка, связанная с неучётом части грунтового стока, становится меньше. Уравнение баланса для этих условий упрощается, его можно записать в виде

$$P - C - E = \Delta W, \quad (224)$$

где  $C$  – суммарный сток с бассейна;  $\Delta W$  – изменение запасов влаги на поверхности, в зоне аэрации и зоне грунтовых вод за время  $t$ .

При увеличении продолжительности балансового периода ошибка в определении  $\Delta W$  уменьшается, поэтому должно быть не менее месяца.

При рассмотрении среднесуточных величин элементов водного баланса величина  $\Delta W$  становится по сравнению с другими элементами небольшой, поэтому иногда принимают

$$P - C - E = 0, \quad (225)$$

Уравнение простое, удобное, но далекое от истины, поскольку к конкретным случаям оценки водного режима болот не применимо, так как крупные бассейны никогда не бывают полностью заболочены, а поэтому суммарный сток с бассейна включает помимо стока с болот, сток с лесов, полей и других угодий.

Точно так же рассчитанная величина испарения будет представлять лишь осредненную величину испарения с нескольких микроландшафтов и макроландшафтов, характеризующихся разной площадью.

С учётом этого, В.В. Романов рекомендует для уравнения 225 испарение с отдельных микроландшафтов получать гидрофизическими методами. Тогда, зная величины испарения с каждого из микроландшафтов, можно для любого болотного массива вычислить среднюю величину испарения, если только известны площади, занимаемые различными микроландшафтами на массиве, а по уравнению 225 вычислить и среднюю норму суммарного стока с интересующего нас массива. Поэтому уравнение водного баланса следует использовать не для изучения основных закономерностей процесса испарения с болот, а для установления соотношений в величинах испарения с различных микроландшафтов.

Уравнение водного баланса, как средство познания гидрологических процессов, было бы желательно использовать для оценки точности измерения элементов баланса, когда каждый из них определен независимыми методами в полевых условиях, *in situ*. Применение его для определения по разности приходных и расходных элементов недостающего члена уравнения (испарения, подземного стока, водообмена с подземными водами) ведет к ошибкам, а иногда и к неправильным выводам.

Особенно методически слабо разработан вопрос определения вертикального водообмена, поэтому даже в работах ведущих гидрологов величина его определяется как остаточный член по разности приходной и расходной частей баланса. В.В. Романов, как показано выше, рекомендует уравнение

$$p = P - 10\Delta Z_6 u(Z_6) - f(Z_6)R_6, \quad (226)$$

где  $p$  – суммарный водообмен торфяной залежи с подстилающим ложем, минеральными берегами и рекой,  $P$  – осадки, функции  $u(Z_6)$  и  $f(Z_6)$  характеризуют сток и испарение;  $R_6$  – радиационный баланс. Это большой шаг вперед.

Попытки непосредственного измерения вертикального водообмена сталкиваются с трудно преодолимыми препятствиями.

К.Е. Иванов писал, что в тех случаях, когда «низинная торфяная залежь лежит на хорошо фильтрующем основании, например на песках, в которых отсутствуют напорные воды, пьезометрический уклон для вертикальной фильтрации всегда будет равен единице. Таким образом, при коэффициенте фильтрации порядка  $10^{-5}$  см/с имеет место нисходящий ток воды, равный  $10^{-5} \cdot 8,64 \cdot 10^4 \cdot 365 \sim 315$  см/год, т.е. за год может профильтроваться слой воды 3150 мм. Даже при величинах коэффициента фильтрации  $10^{-7}$  отток воды из торфяной залежи будет достигать вполне ощутимой величины – 31,5 мм/год. Следовательно, если торфяная залежь верхового или низинного болота залегала бы на проницаемом основании и отсутствовал какой-либо водупор, водообмен между подстилающим ложем и торфяной залежью может достигать весьма значительных величин, однако это не наблюдается». Причина тому – наличие в основании торфяной залежи сильно заиленного практически непроницаемого слоя.

Подобный пример приводит в своей работе В.В. Романов (1961). При  $k = 1 \cdot 10^{-6}$  приток за год составил бы 312 мм. «Результат этот невероятный, так как при таких потерях воды болото не могло бы образоваться». Кроме того, «многолетние наблюдения над уровнями грунтовых вод на целом ряде верховых болотных массивов показали, что в бесприточные периоды, например, зимой, уровень грунтовых вод сначала довольно быстро уменьшается и при приближении уровня к нижней границе деятельного слоя понижение уровня становится равным нулю».

Коэффициент фильтрации торфяной залежи не характеризует нижние заиленные слои торфа. Если бы расчет был проведен на коэффициент фильтрации, равный  $1 \cdot 10^{-9}$  см/с, результат был бы ближе

к истине, т.е. вертикальный сброс был бы около нуля. Верхняя часть минерального грунта, подстилающая торфяную залежь, и нижние слои торфа заполнены и закупорены органическими коллоидами, которые вследствие изменения реакции среды частично коагулированы, в результате нижний слой залежи на верховых болотах становится близким к абсолютному водоупору. Об этом свидетельствует скважина на болоте Ламмин–Суо, прошедшая торфяную залежь, с фильтром в подстилающих песках: при напоре более 5 м скважина уже много лет остается сухой (по С.М. Новикову).

Вывод представляется единственный: вертикальный водообмен с подстилающими торфяную залежь отложениями на верховых болотах, как правило, отсутствует. На низинных болотах вертикальный водообмен является характерной и неперменной составляющей гидрологического режима. Низинные болота, если так можно выразиться, «плавают» на воде смежных водоносных горизонтов, в периоды избытка влаги они отдают её вниз, в периоды дефицита получают подпитывание снизу за счёт перетекания напорных вод.

Необходимы экспериментальные работы по определению коэффициента фильтрации и толщины придонного слоя. Такая работа необходима и для оценки боковой отточности болотных вод.

Для решения проблемы необходимо более тесное кооперирование гидрологов с гидрогеологами, работающими по направлению гидрологии подземных вод. Без этого не может развиваться гидрология торфяных болот.

Модель режимных водобалансовых расчётов для осушаемых торфяных почв при использовании дополнительного орошения разработана В.Ф. Шебеко (2000). Модель позволяет проводить по декадам расчеты (прогнозы) влагозапасов, динамики уровней грунтовых вод, аккумулярующей ёмкости грунта, грунтового подпитывания, объёмов дренажного стока и норм дополнительного увлажнения. Расчёт проводится при заданных исходных данных по осадкам, испаряемости и глубине уровней грунтовых вод на начало первой расчётной декады.

#### **7.4.1. Методы экспериментального определения основных элементов водного баланса**

Для расчёта водного баланса необходимы достоверные значения приходных и расходных элементов баланса. Их определяют с необходимой точностью по методикам, разработанным в гидрометрии. Ниже упомянуты основные методы.

**Атмосферные осадки.** Жидкие осадки определяют с помощью дождемеров, устанавливаемых на высоте 2 м (от поверхности земли до верхнего края водомерного сосуда), осадкомерами Третьякова или плювиографами. При водобалансовых исследованиях дождемеры устанавливают заподлицо с поверхностью земли. При больших размерах балансового участка устанавливают несколько дождемеров на разных типах местности, особенно много их требуется в лесу, на сельскохозяйственных угодьях с разными культурами.

Твёрдые осадки измеряют с помощью снегомерных съёмок, включающих измерение высоты снега не менее чем в двухкратной повторности и плотности снега весовым снегомером. Сплошные снегомерные съёмки проводят обычно по маршрутам с измерением высоты снега через 20 м и плотности через 400 м. Для производства этих и других наблюдений имеются соответствующие руководства Госкомгидромета.

**Испарение с водной поверхности** определяют с помощью испарительных бассейнов площадью 20 м<sup>2</sup>, изготовленных из листового железа на бетонном основании. Бассейн связан трубой с успокоителем в измерительном павильоне, где установлены самописцы уровней. Применяется также расчётный метод с использованием формулы Б.Д. Зайкова.

**Суммарное испарение** определяют при помощи испарителей ГГИ-500 с площадью испарения 500 см<sup>2</sup>. Испаритель состоит из двух цилиндров, изготовленных из листового железа, свободно входящих один в другой. Внутренний цилиндр (испаритель) имеет съёмное дно с отверстиями, через которое просачившаяся вода поступает в воронку глухого наружного цилиндра. Испаритель заряжается монолитным грунтом.

Применяется также гидравлический почвенный испаритель ГПИ-51, основанный на гидростатическом взвешивании почвенного монолита.

**Поверхностный сток** измеряется на стационарной сети гидрометрических створов и водомерных постов. Измеряются расходы и уровни воды. Изучается сток на замыкающем створе балансового участка и всех притоках. Расходы замеряют в зависимости от их величин и параметров русла с помощью гидрометрических вертушек, водосливов (стационарных и переносных), объёмным способом и другими методами.

**Изменение запасов воды в водотоках и водоёмах** проводится с использованием водомерных гидрометрических постов, на которых фиксируется по рейкам колебание уровней.

Величины **инфильтрации** до уровня грунтовых вод и **испарения** грунтовых вод, а также разность между притоком и оттоком грунтовых вод измеряется при помощи лизиметров разных конструкций. Все они заряжаются монолитом грунта, в них поддерживают ручную или автоматически на постоянной или переменной глубине уровни грунтовых вод. По объёму подлитой или откачанной за расчётный период воды определяют величину испарения и инфильтрации.

*Изменение запасов влаги в зоне аэрации и почве* рассчитывают по результатам наблюдений за влажностью почвы и грунтов от поверхности земли до зеркала грунтовых вод по 10-сантиметровым или генетическим горизонтам. Отборы проб грунта на влажность приурочиваются к началу и концу расчётного периода. Влажность определяют путем взвешивания и высушивания образцов грунта, весовая влажность пересчитывается на объёмную, по которой определяется запас влаги в зоне аэрации. Для крупного балансового массива запас влаги определяется как средневзвешенное значение по разным опытным участкам.

Определение элементов баланса проводится в соответствии с имеющимися методическими указаниями.

### **Контрольные вопросы**

1. Уравнение водного баланса поверхностных вод, способы определения и расчета приходных элементов баланса.
2. Конденсация влаги на поверхности болот и в торфе.
3. Расчёт испарения с водной поверхности и со снега.
4. Особенности инфильтрации влаги в талую и мерзкую почву.
5. Аккумуляция воды на поверхности почвы и ее определяющие факторы.
6. Водный баланс зоны аэрации и его элементы по связи с поверхностными водами.
7. Вертикальный водообмен зоны аэрации с грунтовыми водами.
8. Суммарное испарение и транспирация, их определяющие факторы.
9. Баланс грунтовых вод, взаимосвязь болотных вод с подземными водоносными горизонтами.
10. Расчёт питания грунтовых вод в однородных и двухслойных пластах.
11. Подходы к определению динамики влажности грунтов многослойной толщи.

12. Пьезометры и их использование для расчета интенсивности грунтово-напорного питания болот.
13. Методы расчёта притока и оттока грунтовых вод на болотах.
14. Какая информация необходима для расчёта вертикального водообмена болотных вод и притоков подземных вод?
15. Расчёт изменения запасов грунтовых вод на балансовом участке.
16. Основные особенности расчёта баланса грунтовых вод на болотах.
17. Гидрометрические методы определения элементов водного баланса.

## ГЛАВА 8. ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ТОРФЯНЫХ БОЛОТ

### 8.1. Уравнение теплового баланса

Величина радиационного баланса  $R$  на деятельной поверхности расходуется на испарение в количестве  $LE$ , где  $E$  – интенсивность испарения,  $L$  – скрытая теплота на единицу испарившейся влаги, на процессы турбулентного теплообмена в приземном слое атмосферы  $Q_a$  и на передачу тепла вглубь зоны аэрации (почвы)  $Q_{\Pi}$ . Полный тепловой баланс на деятельной поверхности (поверхность раздела почв и атмосферы) согласно закону сохранения энергии выражается уравнением

$$R = Q_{\Pi} + Q_a + LE. \quad (227)$$

Тепловой баланс имеет ярко выраженный суточный ход: дважды в сутки каждый элемент баланса проходит через ноль (утром и вечером), достигает максимума в полдень и минимума в полночь. Отрицательным баланс становится из-за длинноволновой радиации, которая отдает тепло в атмосферу. На рис. 91 приведены кривые изменения элементов теплового баланса на лугу.

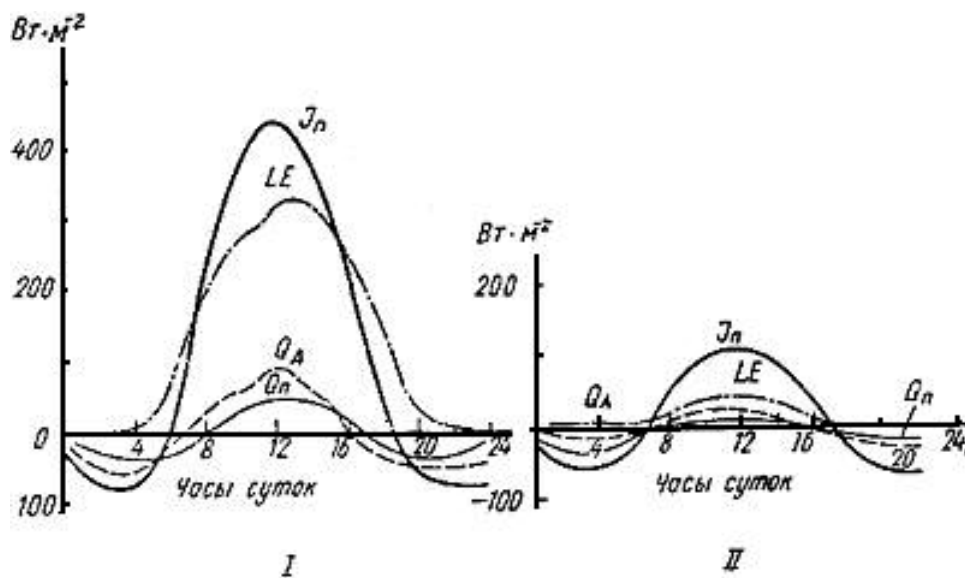


Рис. 91. Суточный ход элементов теплового баланса на залуженном участке:  
I – ясный летний день, II – пасмурный летний день

Радиационный баланс различается по элементам рельефа, что связано с неодинаковыми значениями эффективного излучения и альбедо из-за различий в оптическо-радиационных свойствах поверхности.



## 8.2. Тепловые свойства болот

Для характеристики тепловых свойств торфа и мохового очеса деятельного слоя торфяной залежи используются так называемые тепловые константы (теплофизические характеристики), большинство из которых лишь условно можно называть постоянными величинами, то есть константами. Основными из них для расчетов теплового баланса болот и испарения являются: объёмная теплоёмкость  $c$ , коэффициент теплопроводности  $\lambda$  и коэффициент температуропроводности  $\chi$ , связанные между собой уравнением

$$\chi = \frac{\lambda}{c\rho}. \quad (228)$$

Пользуясь этим уравнением по двум константам можно определить третью.

**Теплоёмкость почвы** – изменение в содержании тепла в единице массы почвы на единицу изменения температуры – может быть удельной ( $c_m$ , Дж/кг·К) и объёмной ( $c_v$ , Дж/м<sup>3</sup>·К, или кал/см<sup>3</sup>·град).

**Удельную теплоёмкость** характеризует число калорий, необходимое для поднятия температуры 1 г почвы на 1°С. Удельная теплоёмкость растительных веществ изменяется от 0,33 (сухая древесина) до 0,47 кал/г·град (торф) и (для сравнения: песка 0,19, глины 0,22). Чем меньше содержание влаги в почве, тем меньше требуется затратить тепла на ее прогревание. Отсюда следует, что торфяные почвы в одних и тех же климатических условиях всегда холоднее глинистых и, тем более, песчаных почв.

Объёмная теплоёмкость связана с удельной теплоёмкостью уравнением

$$c_v = c_m \rho, \quad (229)$$

где  $\rho$  – плотность сухой почвы.

Максимальной теплоёмкостью обладает вода ( $c_m = 4,2$ ;  $c_v = 4,2 \cdot 10^3$ ), самой низкой воздух (при температуре 20°С  $c_m = 1$ ,  $c_v = 1,2$ ). Высокой теплоёмкостью обладает органическое вещество (соответственно 2,5 и  $2,7 \cdot 10^3$ ), теплоёмкость которого выше минералов (0,8 и  $2,1 \cdot 10^3$ ).

Объёмная теплоёмкость сфагнового очеса в абсолютно сухом состоянии не превышает 0,032 кал/см<sup>3</sup>·град, в верхнем же слое (до  $z = 10$  см), наиболее важном для процессов теплообмена с атмосферой – 0,006–0,013 кал/см<sup>3</sup>·град. В верхнем десятисантиметровом слое сфагнового очеса теплоёмкостью сухого вещества во многих случаях можно пренебречь и считать, что теплоёмкость полностью определяется

объёмным содержанием воды. В деятельном слое на глубине более 10 см для точных расчётов необходимо учитывать теплоёмкость растительного вещества, при приближенных же оценках ею можно пренебречь. Одно только понижение уровня грунтовой воды не может снизить влажность очеса до величины, меньшей, чем внутриклеточная влагоёмкость.

При отсутствии испарения и глубоком залегании уровня грунтовой воды величина объёмной теплоёмкости верхнего пятисантиметрового слоя колеблется от 0,12 (гряды) до 0,32 кал/см<sup>3</sup>·град (западина). В более глубоких горизонтах деятельного слоя объёмная теплоёмкость образцов, содержащих только внутриклеточную воду, может достигать до 0,65 кал/см<sup>3</sup>·град (мочажина) и даже до 0,81 кал/см<sup>3</sup>·град (облесенное кольцо болота).

Для нагревания деятельного слоя и испарения существенное значение имеет то, что торф и моховой очёс представляют собой трехфазную систему, состоящую из твёрдого органического вещества (объёмное содержание сухого вещества в торфе редко превышает 2–7%), воды и воздуха. Теплоёмкость этой системы является суммой

$$c = c_1\eta_1 + c_2\eta_2 + c_3\eta_3, \quad (230)$$

где  $c$  – объёмная теплоёмкость слоя торфа–очёс, кал/см<sup>3</sup>·град;  $c_1, c_2, c_3$  – объёмные теплоёмкости соответственно воды, твёрдого вещества и воздуха;  $\eta_1, \eta_2, \eta_3$  – доли единицы объёма, занимаемые соответственно водой, твёрдой фазой и воздухом.

Теплоёмкость составляющих торф элементов сильно отличается (в кал/см<sup>3</sup>·град):  $c_1 = 1$ ;  $c_2 \cong 0,16$ ;  $c_3 = 0,31 \cdot 10^{-3}$ , поэтому теплоёмкость верхних слоёв торфа определяется в основном содержанием воды, или влажностью торфа.

Пренебрегая малой величиной плотности почвенного воздуха, В.Ф. Шебеко получено уравнение для расчёта

$$c_v = \gamma(c_v \omega_{abc} + c_0) = \gamma(\omega_{abc} + 0,47), \quad (231)$$

где  $\gamma$  – плотность твёрдого вещества, г/см<sup>3</sup>;  $\omega_{abc}$  – влажность, отнесенная к массе твёрдого вещества.

На неосушенном низинном болоте плотность торфа изменяется, как правило, в пределах 0,06–0,16 г/см<sup>3</sup>, на осушаемом и освоенном болоте она составляет 0,12–0,30 г/см<sup>3</sup>. Влажность почвы на девственных низинных болотах составляет 525–1490% от веса сухого вещества и 81–95% от объёма, на осушаемых болотах соответственно 100–500% и 25–80%.

С учётом этих значений объёмная теплоёмкость неосушенных низинных болот изменяется в пределах 0,66–0,90 кал/см<sup>3</sup>·град и 0,30–0,96 кал/см<sup>3</sup>·град на осушаемых.

Объёмная теплоёмкость целинных торфяных почв можно определить по зависимости

$$c_v = \omega_{об} + 0,47\gamma . \quad (232)$$

Теплоёмкость почвы определяет ее тепло-аккумулирующую способность. При высокой влагоёмкости накапливается тепло в почве в летний период, которое сдерживает проникновение отрицательных температур в нижние слои торфяной залежи зимой, а весной они раньше оттаивают.

**Теплопроводность почвы  $\lambda$**  – количество тепла, перенесенного через единицу площади в единицу времени под влиянием единицы градиента температуры. Она изменяется от 0,025 (воздух), 0,25 (органическое вещество), 0,6 (вода), 2,9 (минеральные почвы) кал/см·с·град. Теплопроводность как и теплоёмкость зависит от влажности почвы, а также температуры и изменяется от минимальных значений в полуденное время до максимальных в предутренние часы.

На рис. 92 приведены по В.В. Романову зависимости теплопроводности сфагнового очеса от его температуры и влажности. Зависимости линейные, тангенс угла наклона зависит от влажности ( $\omega$ ). Теплопроводность зависит от плотности (рис. 93).

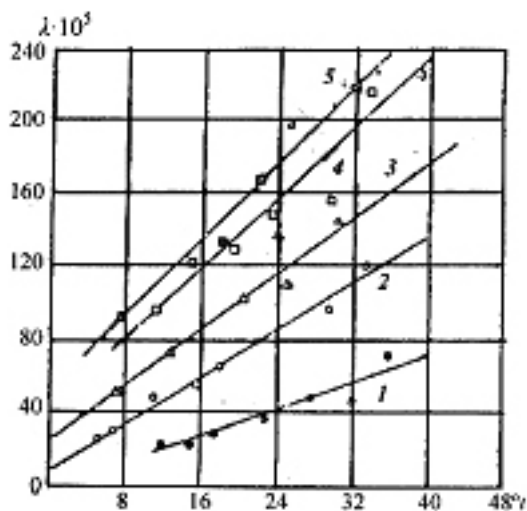


Рис. 92. Зависимость теплопроводности сфагнового очеса от его температуры и влажности:

- 1 –  $\omega = 9,7\%$ ; 2 –  $\omega = 37,8\%$ ;
- 3 –  $\omega = 53,3\%$ ; 4 –  $\omega = 73,8\%$ ;
- 5 –  $\omega = 86,2\%$

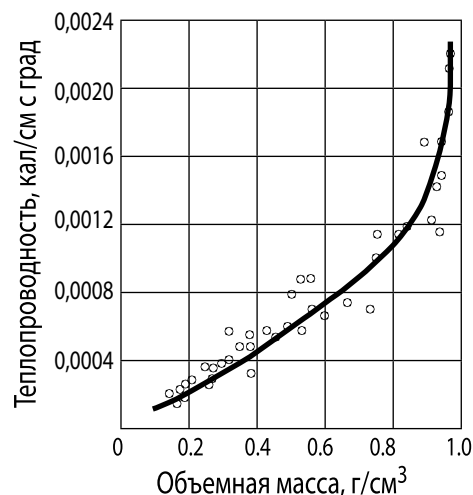


Рис. 93. Кривая связи теплопроводности промерзших образцов торфа с их плотностью

Теплопроводность торфа зависит от объёмной влажности, характер их кривых связи меняется при разной влажности торфа (рис. 94 и 95).

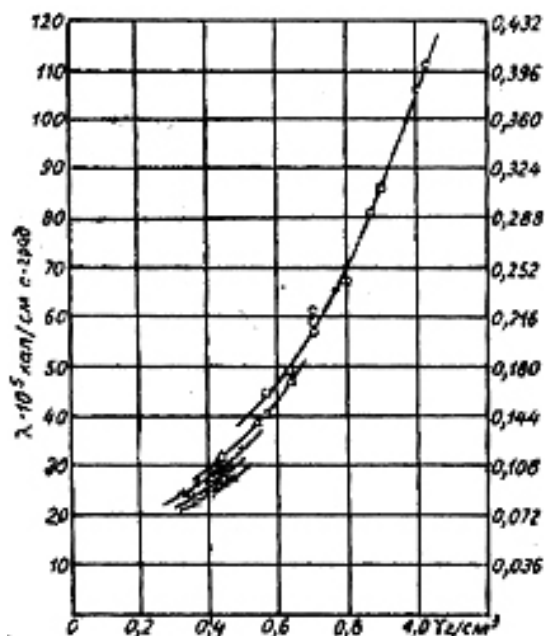


Рис. 94. Теплопроводность в зависимости от влажности. Медиум торфа, степень разложения 20%

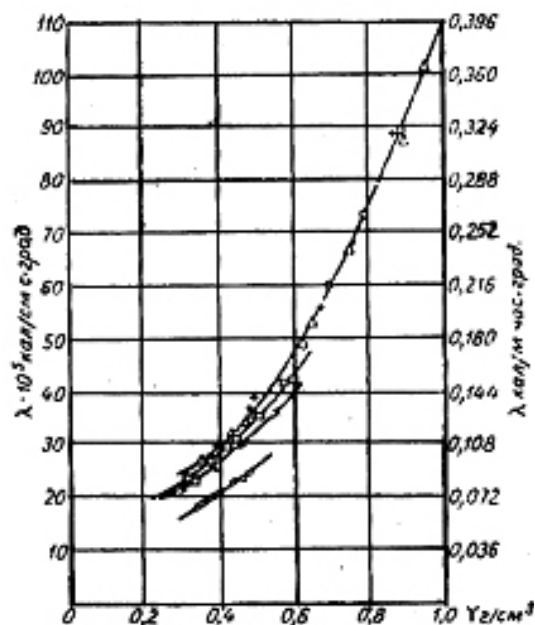


Рис. 95. Теплопроводность гипново-топяного торфа, степень разложения 25–30%

На рис. 94 и 95 верхние кривые характеризуют влажность 87–89%, нижние – 37% (рис. 95) и 20% (рис. 94), остальные кривые для промежуточных значений влажности.

Коэффициент теплопереноса в насыщенном водою очесе изменяется от 90 до  $220 \cdot 10^{-5}$ , при содержании в очесе только внутриклеточной воды он равен около  $60 \cdot 10^{-5}$  кал/см·с·град. Перенос до 20% тепла при малой влажности осуществляется водяным паром, при средних и малых степенях увлажнения до 80% всего теплопереноса обусловлено молекулярной теплопроводностью. При высокой влажности (более 70% от объёма) растёт роль конвективного теплопереноса.

Теплопроводность зависит от объёмной влажности на целинных болотах. При влажности в пределах 65–90% от объёма коэффициент теплопроводности, по В.Ф. Шебеко (1977), может быть вычислен для торфяных почв при плотности 0,15–0,18 г/см<sup>3</sup> по зависимости

$$\lambda = e^{0,02\omega - 7,9}, \quad (233)$$

где  $\omega$  – объёмная влажность, %,  $e$  – число Непера.

Изменчивость коэффициента теплопроводности в зависимости от влажности вносит коррективы в представление о том, что с глубиной

теплопроводность уменьшается. В природных условиях в нижних насыщенных водою слоях  $\lambda = (100-175)10^{-5}$  кал/см.с.град; в то время в верхнем слое очеса даже при предельно возможной влажности коэффициент теплопроводности не превышает  $68 \cdot 10^{-5}$  кал/см.с.град.

На низинных болотах коэффициент теплопроводности только при низкой влажности торфа (до 55–60%) практически совпадает со значениями для мохового очеса, при дальнейшем ее увеличении он значительно больше (рис. 96).

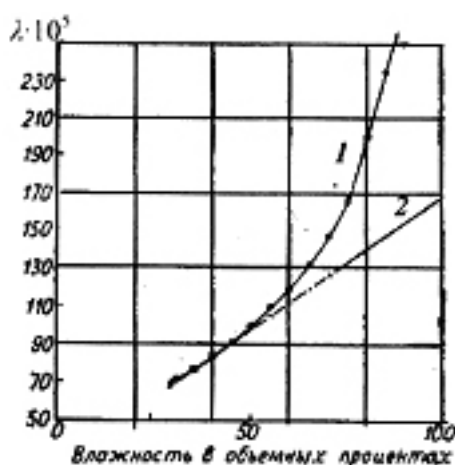


Рис. 96. Сопоставление теплопроводности торфа низинных болот и сфагнового очеса: 1 – торф низинных болот (по В.Ф. Шебеко), 2 – сфагновый очес (по В.В. Романову)

Состояние изученности проблемы теплопереноса на болотах не позволяет пока разработать теоретические формулы для его расчета и для определения коэффициента теплопереноса. Имеются пока эмпирические и полуэмпирические формулы.

Теплопроводность и теплоёмкость промерзшего слоя зависят в основном от содержания в нем льда. Из-за содержания льда теплопроводность изменяется в 16 раз.

**Температуропроводность** почвы увеличивается с увеличением влажности до определенного предела, а затем уменьшается. Максимальная температуропроводность соответствует влажности разрыва капилляров, при которой наблюдается максимальная толщина плёнок воды, после чего происходит слияние менисков и пленок и заполнение капилляров между частицами почв. При ВРК почвенный воздух полностью насыщен парами воды, а содержащие воздух поры еще не разобраны водными пробками. При других значениях влагоёмкостей (максимальная молекулярная, наименьшая, полная) значение температуропроводности ниже.

Коэффициент температуропроводности характеризует почву по скорости распространения температурной волны в почве (породе), быстроте выравнивания температуры, скорости прогревания и охлаждения почвы, он зависит от её теплоёмкости и теплопроводности.

Коэффициент температуропроводности изменяется от  $0,08 \cdot 10^{-3}$  (органическое вещество) до  $0,16 \cdot 10^{-3}$  (вода) и  $21 \cdot 10^{-3}$  (воздух).

Коэффициент температуропроводности сфагнового очеса уменьшается с увеличением его влажности. Значительное уменьшение температуропроводности (от  $3,4 \cdot 10^{-3}$  до  $2,04 \cdot 10^{-3}$ ) наблюдается в интервале влажностей от 10 до 35%. При дальнейшем увеличении влажности, вплоть до полного насыщения;  $k_t$  уменьшается сравнительно мало – до  $1,68 \cdot 10^{-3}$ , т.е. всего на 17,5%.

Коэффициент температуропроводности деятельного слоя как верхних, так и низинных болот значительно меньше, чем соответствующие их значения для песчаных. Поэтому торфяные почвы не только холоднее быстро прогреваемых теплых песчаных почв, но даже и тяжелых глинистых почв.

Из-за низкой температуропроводности торфяные почвы при любой влажности крайне медленно прогреваются весной, суточная температурная волна распространяется в них лишь на весьма незначительную глубину – обычно не глубже 20–30 см; в верхних слоях торфяных почв наблюдается весьма большие температурные градиенты (до 3–5° на 1 см и больше).

Перегрев поверхности при низкой температуре почвы на сравнительно небольшой глубине неблагоприятно сказывается на корневой системе большинства растений и уменьшает интенсивность микробиологических процессов, так как в самых поверхностных слоях развитие этих процессов тормозится резкими колебаниями температуры, а в глубоких – общим низким ее уровнем. Еще более вредны резкие колебания температуры поверхности почвы на осушаемых болотах в ранневесенние периоды, приводящие к заморозкам, от которых страдают все культуры.

Коэффициент температуропроводности для целинных торфяных почв в зависимости от влажности  $\omega_{об}$  и плотности  $\gamma$  может быть вычислен по формуле В.Ф. Шебеко

$$k = \frac{35\omega_{об} + 30\gamma - 16}{\omega_{об} + 0,47\gamma} \cdot 10^{-4} \quad (234)$$

Изменение коэффициента температуропроводности для низинных целинных болот показано на рис. 97. Прослеживается уменьшение  $k$  с уменьшением  $\gamma$ , что объясняется, видимо, набуханием торфа.

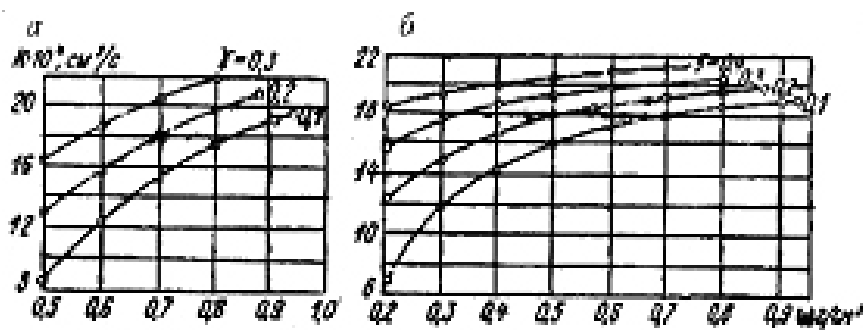


Рис. 97. Графики изменения коэффициентов температуропроводности  $k$ :  
 а – для целинной торфяной почвы, б – пахотного слоя освоенного болота

Тепловые свойства деятельного слоя болот как в неосушенном, так и в осушенном состоянии неблагоприятны для растений, поскольку его объёмная теплоёмкость, теплопроводность и температуропроводность меньше, чем соответствующие величины для минеральных почв. Это приводит к появлению больших температурных градиентов в верхних горизонтах, увеличению вероятности заморозков и, наоборот, к перегреву верхнего слоя в дневные часы.

### 8.3. Перенос тепла в почве

Распространение тепла в почве имеет большое значение для земледелия, растениеводства и мелиорации. С ним связана сама возможность выращивания теплолюбивых культур, промерзание и оттаивание почвы, формирование гидрологического режима территорий.

Поток тепла в почву определяется по формуле

$$Q = \frac{c}{\tau} S, \quad (235)$$

где  $c$  – объёмная теплоёмкость почвы, кал/см<sup>3</sup>·град;  $S$  – изменение температуры в верхнем слое почвы за расчётный интервал времени  $\tau$ .

Объёмная теплоёмкость вычисляется по формуле

$$c = c_{\text{п}}\gamma + c_{\text{в}}\gamma\omega, \quad (236)$$

где  $c_{\text{п}}$  – удельная теплоёмкость частиц сухой почвы, кал/см<sup>3</sup>·град; значения  $c_{\text{п}}$  изменяются в зависимости от механического состава почв в следующих пределах; песок – 0,19, суглинок легкий – 0,20, суглинистый чернозём – 0,30, гумус – 0,44, торф – 0,47 кал/г·град;  $\gamma$  – объёмная масса сухой почвы при ненарушенной структуре, г/см<sup>3</sup>;  $c_{\text{в}}$  – удельная теплоёмкость воды,  $c_{\text{в}} \cong 1$ ;  $\omega$  – средняя влажность почвы в слое 0–20 см в долях единицы (измеряется периодически 3–4 раза в месяц).

Параметр  $S$  вычисляется по данным измерений температуры почвы на её поверхности и глубинах 5, 10, 15 и 20 см по формуле

$$S = S_0 + S_5 + S_{10} + S_{15} + S_{20}, \quad (237)$$

где  $S_0 = 20 \cdot 0,82\Delta t_0$ ;  $S_5 = 20 \cdot 0,333\Delta t_5$ ;  $S_{10} = 20 \cdot 0,175\Delta t_{10}$ ;  
 $S_{15} = 20 \cdot 0,156\Delta t_{15}$ ;  $S_{20} = 20 \cdot 0,004\Delta t_{20}$ .

Величины  $\Delta t$  с индексами представляют собой разности между значениями температуры на соответствующих глубинах (0, 5, 10 и др.) в последующий и предыдущий сроки наблюдений. Имеются таблицы значений параметра  $S$  для разных глубин  $z$  и разностей температур  $\Delta t$ , облегчающие расчет.

Турбулентный поток тепла  $P$  в дневное время рассчитывается с учётом наличия связи между потоками тепла и влаги, т.е. при значениях  $R - Q \geq 0,10$  кал/см<sup>2</sup>·мин,  $\Delta t \geq 0,1^\circ\text{C}$  и влажности воздуха  $\Delta e \geq 0,1$  мб по формуле

$$P = \frac{(R - Q)\Delta t}{\Delta t + 1,56\Delta e}, \quad (238)$$

где  $P$  – в кал/см<sup>2</sup>·мин.

Если же указанные соотношения по  $R - Q$ ,  $\Delta t$  и  $\Delta e$  или одно из них не соблюдается, расчёт ведётся по формуле турбулентной диффузии

$$P = 1,35k_1\Delta t, \quad (239)$$

где  $\Delta t = t_{0,5} - t_2$ ,  $\Delta e = e_{0,5} - e_2$ , а значения температуры  $t$  упругости водяного пара воздуха в миллитарах, замеренные соответственно на высотах 0,5 и 2,0 м над поверхностью земли;  $k_1$  – коэффициент турбулентности, м<sup>2</sup>/с, характеризующий интенсивность вертикального переноса на высоте 1 м от поверхности. Значения коэффициента  $k_1$  определяются по таблицам в зависимости от скорости ветра на двух уровнях – 2 и 0,5 м ( $\Delta u = u_2 - u_{0,5}$ ) и  $\Delta t$ . Значения  $k_1$  в зависимости от  $\Delta u$  и  $\Delta t$  изменяются примерно в пределах от нуля (при  $\Delta u = 0$ ) до 0,40 при  $\Delta u = 3$  и  $\Delta t = 2,0$ . Значения турбулентного потока тепла в зависимости от  $k_1$  и  $\Delta t$  следующие (табл. 50):

Таблица 50

**Поток тепла  $P$  в зависимости от  $k_1$  и  $\Delta t$ , кал/см<sup>2</sup>·мин**

$k_1$	$\Delta t$		
	0,1	0,5	1,0
0,01	0,00	0,01	0,01
0,05	0,01	0,03	0,07
0,10	0,01	0,07	0,14
0,15	0,02	0,10	0,20
0,20	0,03	0,14	0,27



При расчёте теплового режима торфяных болот и испарения (см. главу 9) В.В. Романов использует уравнение теплового потока при стационарном режиме в виде, аналогичном уравнению Дарси для потока влаги,

$$Q_t = F\lambda\tau \frac{dt}{dz}, \quad (240)$$

где  $Q_t$  – количество тепла, кал;  $F$  – площадь поперечного сечения теплового потока, см<sup>2</sup>;  $\tau$  – время в секундах;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности, или коэффициент теплопереноса в кал/см.с.град;  $dt/dz$  – градиент температуры ( $t$ ) по глубине ( $z$ ). Коэффициент теплопроводности зависит от состава почвы, её влажности, содержания гумуса и других свойств. Уравнение отражает поток тепла в стационарных условиях, для условий неустановившегося режима оно дополняется уравнением сохранения тепла, т.е. уравнением неразрывности. Общее уравнение переноса тепла в почву

$$\frac{\rho c_m \partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right), \quad (241)$$

где  $\rho$  – плотность почвы,  $c_m$  – удельная теплоёмкость почвы, остальные члены уравнения приведены выше.

На рис. 98 приведено распределение температуры в деятельном слое в ясный солнечный день. Каждая кривая – это профиль температуры почвы по глубине на какой-то момент времени.

Как видно из рисунка 98, градиенты температуры меняются быстро по глубине и во времени,

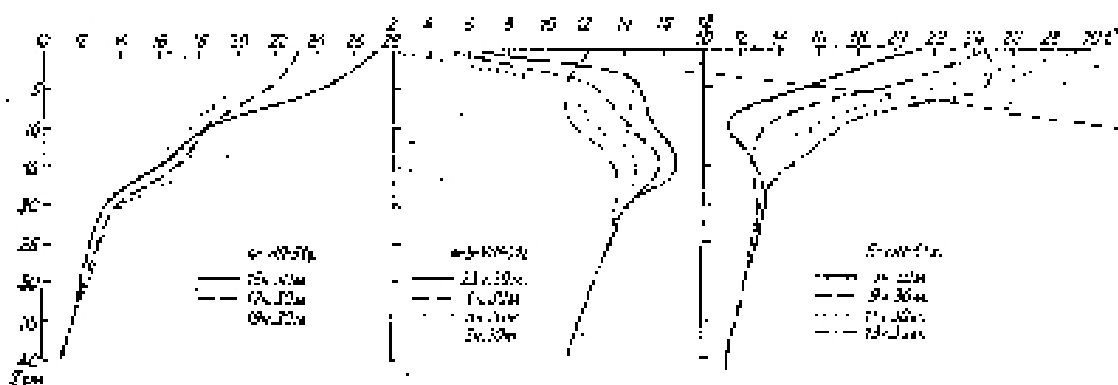


Рис. 98. Распределение температуры в сфагновом очесе

С учётом того, что и коэффициент теплопереноса с глубиной также меняется, целесообразно использовать комбинированный метод расчёта, т.е. определять отток тепла вглубь ниже слоя суточного

колебания температуры по формуле 153 и вести расчёт изменения теплосодержания в слое суточных колебаний температуры.

Тепловой поток через поверхность почвы ( $Q_{\Pi}$ ) рассчитывается по формуле

$$Q_{\Pi} = Q_{\text{ак}} + Q_{\text{гл}}, \quad (242)$$

где  $Q_{\text{ак}}$  – теплоаккумуляция в слое суточного колебания температуры;  $Q_{\text{гл}}$  – отток в более глубокие слои.

Величина  $Q_{\text{ак}}$  вычисляется как сумма величин теплоаккумуляции в различных слоях

$$Q_{\text{ак}} = \sum_0^{z_c} c_p z \Delta t, \quad (243)$$

где  $c_p$  – объёмная теплоёмкость слоя;  $z$  – мощность;  $\Delta t$  – среднее повышение температуры данного слоя за расчетный промежуток времени;  $z_c$  – мощность слоя суточных колебаний температуры.

Температура торфа в течение суток по глубине сильно меняется, особенно в верхнем 10–20 см слое над уровнем грунтовых вод, а ниже изменения затухают.

В деятельном слое болот при положительных температурах перенос тепла осуществляется:

- а) молекулярным теплопереносом по увлажненным стеблям растений;
- б) переносом тепла водяным паром (главным образом при малой влажности образца) из слоев с более высокой температурой;
- в) конвективным теплопереносом (при влажности, близкой к полному насыщению);
- г) переносом тепла водой, движущейся под влиянием капиллярных сил.

Вклад первого пути молекулярного переноса – ничтожно мал в потоке тепла. Остальные три вида переноса тепла зависят от температуры и влажности воздуха и степени заполнения пор в торфе водой.

Тепловой режим на разных участках болот в зависимости от степени обводненности разный. Теплоёмкость и теплопроводность на сфагновых травяных и пушициевых участках летом при низких уровнях грунтовых вод сильно снижается. Поэтому в ночное время при ясном небе и интенсивном излучении тепла поверхностью болота происходит сильное его охлаждение. Над моховыми болотами, несмотря на малую влажность, ночные туманы появляются раньше,

а заморозки наблюдаются даже в летние месяцы. На топяных участках, сильно обводненных, где потери тепла быстро компенсируются подтоком его из нижних слоёв, ночные туманы редко бывают, а заморозки летние отсутствуют.

На тепловой баланс оказывают влияние метеорологические, почвенные, агротехнические мероприятия, из последних наиболее существенное воздействие вызывает мульчирование почвы и снега при тепловой и противомёрзлотной мелиорации, гребневание и грядование поверхности, осушение почв.

Имеются уравнения, описывающие колебания температуры в течение суток на поверхности почвы и в верхних ее горизонтах. Большие перспективы открывает применение математических имитационных моделей, позволяющих изменять тепловые свойства почв в пространстве и времени, они особенно эффективны при обосновании мероприятий по тепловой мелиорации почв. В сложных и разнообразных природных условиях нашей страны порою повышение или понижение температуры на несколько градусов в определённые фазы развития растений обеспечивает всходы семян, рост и развитие растений, а также достижение оптимума температуры для сельскохозяйственных культур в вегетационный период. К теплорегулирующим мелиоративным мероприятиям относится осушение почв, орошение сельскохозяйственных культур, мульчирование почвы соломой, песком, бумагой, покрытие поверхности полиэтиленовой пленкой; зачернение снега золой и торфом для ускорения оттаивания и поспевания почвы, применение сбросных теплых вод АЭС для подогрева почвы и охлажденной воды для орошения почв в аридных условиях.

#### **8.4. Температурный режим торфяной почвы, зоны аэрации и грунтовых вод**

**Температурным режимом** называют изменение температуры почвы во времени и пространстве. Определяется он тепловым и радиационным балансом деятельной поверхности. Повторяющиеся постоянно случайные, эпизодические явления (облачность, холодные и тёплые волны воздуха, засухи, ливни, снежные бури) нарушают естественный ход температуры в течение суток, сезонов и лет. Но все же, как отмечают специалисты, благодаря чёткой работе Солнца и закономерному ходу поступления тепла обеспечивается резко выраженный температурный режим почвы, радиации и тепла.

Температурный режим почв (пород) и грунтовых вод определяется воздействием ряда изменчивых во времени факторов, главными из которых являются радиационный баланс, характер почв и пород, их теплофизические свойства, зависящие от степени увлажнения. Оказывает влияние температура верхних слоев литосферы и подземных вод. Ниже на примере низинного болота Олех в Мещерской низменности приведены основные параметры режима.

### Суточный режим температуры

Температура торфа в течение суток изменяется только в верхнем слое мощностью до 0,4 м, в песчаных почвах – в слое до 0,8 м. Глубина прогревания или охлаждения почвы всецело определяется колебаниями температуры воздуха. Амплитуда суточных изменений температуры на глубине 5 см достигает 8,6°C, на глубине 10 см – 4,4°C. Отмечено, что летние дожди слоем 10–30 мм снижают температуру торфяной почвы в слое 0–5 см на 2,6°C, в слое 5–20 см – на 1,4°C, на глубине более 30 см температура торфа практически не меняется.

### Сезонные колебания температуры

Температура почвогрунтов зоны аэрации грунтовых вод в течение сезона изменяется синхронно с температурой воздуха. Наиболее выражена эта взаимосвязь в верхних горизонтах. **Температурная волна** распространяется тем дальше, чем глубже залегают породы. Особенно это свойственно торфяным грунтам, характеризующимся низкой теплопроводностью.

На рисунке 99 в качестве примера сопоставлены кривые изменения температуры песчаных и торфяных почв на глубинах 0,2 и 1 м.

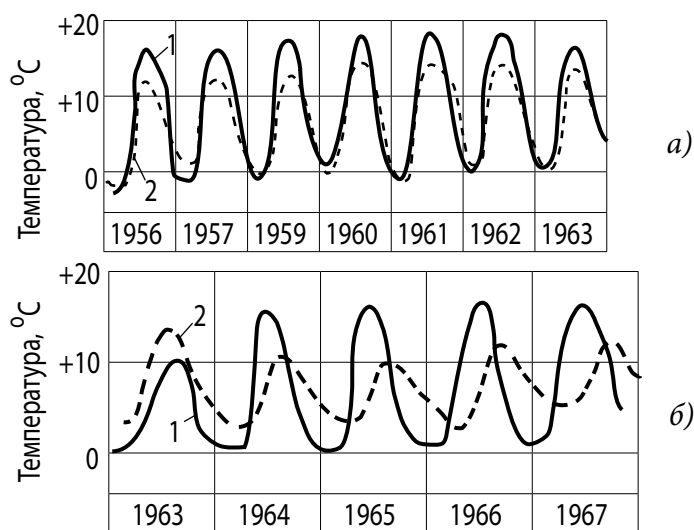


Рис. 99. Изменение среднемесячных температур в зоне аэрации: а – Белорусское Полесье, песчаные почвы; б – Мещёра, торф; 1 – на глубине 0,2 м; 2 – на глубине 1 м

Температура почвы во времени колеблется по синусоиде. В течение года на всех глубинах отмечается один минимум и один максимум температур. Начало годового цикла изменения температур приходится в среднем на 1 марта для песчаных почв и на 1 марта – 1 апреля для торфяных почв. Именно в эти сроки зарегистрированы минимальные температуры в верхних горизонтах почвы. На глубине 1 м максимум температуры устанавливается позже, чем на глубине 0,2 м на 10–30 суток в песках и на 45–60 суток в торфах.

Разница в сроках наступления экстремальных значений температур почвы и воздуха, хотя и зависит от характера нарастания температур воздуха, колеблется в разные годы около средних значений (табл. 51). Отмечается значительное запаздывание с глубиной фаз наступления суточных, сезонных и годовых экстремальных значений. Продолжительность периодов между экстремальными значениями температур воздуха и торфа в зимний период несколько меньше, что объясняется повышенной (в 1,3–1,5 раза) теплопроводностью мёрзлого торфа.

Таблица 51

**Продолжительность периода между датами наступления максимальных (минимальных) температур воздуха и почв, сут.**

Глубина от поверхности, см	Грунты	
	песок	торф
0,2	2–17	15–21
0,6	3–17	21–77
1,2	7–60	48–70
1,6	8–69	66–87
2,4	32–69	97–123
3,2	43–84	107–125

Особенности сезонного и годового изменения температур зоны аэрации и верхней части зоны полного насыщения в неосушенных и осушаемых торфах по сравнению с супесями, характеризующимися глубиной стояния грунтовых вод около 1 м, показаны на рисунке 100. Изотермы получены по данным наблюдений с частотой 10 раз в месяц.

В супесях максимальные температуры по глубине распространяются в 2–2,5 раза быстрее, чем минимальные. Это связано с различным режимом увлажнения грунтов: влажность торфа в течение года варьирует значительно меньше, чем влажность супеси, а следовательно, меньше изменяется и коэффициент теплопроводности. Скорость распространённости температурной волны в верхнем трехметровом слое в среднем составляет для торфа 0,03 м/сут, для супеси (песка) 0,05 м/сут.

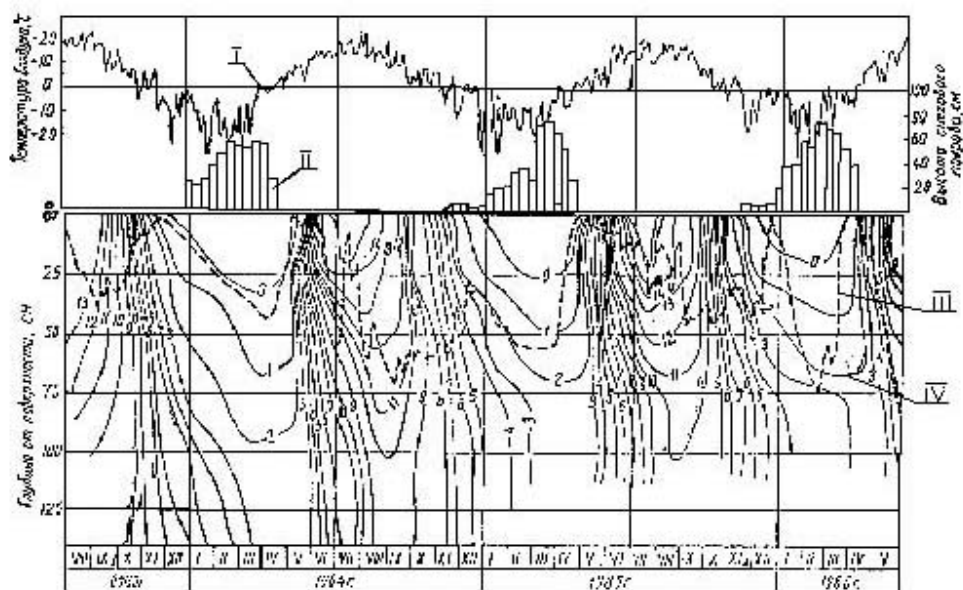


Рис. 100. Изменения температуры торфа, грунтовых вод и воздуха на девственном низинном болоте: I – температура воздуха; II – высота снегового покрова; III – глубина залегания грунтовых вод; IV – изотермы

Грунты прогреваются значительно позднее, чем воздух. Максимальная температура на глубине 0,6 м устанавливается в августе–сентябре, на глубине 3 м – в сентябре–октябре, на глубине 20 м – в ноябре–декабре, воздуха же – в июле. Минимальные температуры торфа на глубине 0,6 м зафиксированы в середине апреля, а на глубине 3 м даже в мае.

На сезонное изменение температур влияет литологический состав пород. В летний период супесчаные почвы на глубине 20 см теплее осушенных торфяников на 0,8–1°С, а неосушенных торфов на 2°С и более. Если в супесях температура 16–17°С в отдельные периоды лета устанавливается на глубине до 40 см, то в торфе она не была зафиксирована ниже 5-сантиметрового слоя. Аналогичная картина наблюдается зимой: температура 0°С отмечена в супесях на глубине до 70 см, на торфяных почвах – максимально на глубине 30 см.

Литологический состав определяет и амплитуду колебания температур грунта, которая с глубиной пласта уменьшается по экспоненте и на глубине около 27 м становится равной нулю. Максимальная амплитуда колебаний за период пятилетних наблюдений зарегистрирована в верхних горизонтах: на глубине 0,2 м в супесях она составляет 21,6°С, в осушенном торфе 17°С.

Осушение торфа повышает его температуру в летний период и несколько снижает ее зимой. Различия в температурном режиме осушаемых

и девственных болот невелико (до 1–1,5°C) и вуалируется влиянием снежного покрова и растительности, утепляющих почву. Амплитуда колебания температуры почвогрунтов под влиянием осушения возрастает на 0,3–4,6°C. Среднегодовая температура торфа по глубине залежи после осушения почти не меняется.

С повышением интенсивности осушения торфяные почвы становятся более теплыми: в среднем за вегетационный период температура торфяных почв в слое 0–30 см при стоянии грунтовых вод на глубине 1,7–1,9 м выше на 1–1,3°C, чем при глубине 0,9–1,1 м, а в слое 0–50 см разница в температуре достигает 1,5°C. Более интенсивное осушение улучшает тепловой режим торфяной почвы и удлиняет вегетационный период на 3–7 дней, что очень важно, так как вегетационный период на торфяной почве в среднем на 20 дней короче, чем на минеральных почвах.

Ниже подошвы торфяника (рис. 101) амплитуда колебания температуры грунтовых вод в течение года на 2–2,5°C, или в 3–4 раза меньше, чем на тех же глубинах и песках надпойменной террасы. Средние же значения температур примерно одинаковые – разница не превышает 0,4–0,6°C.

Разница в амплитудах температур грунтовых вод становится ничтожной на глубине более 12 м в песках и 3,5–4 м в торфах, ниже сезонные изменения температуры воздуха на тепловом режиме грунтов практически не сказываются. Наиболее выражены сезонные изменения температур в слое до 1–1,5 м на торфах и до 3–4 м в песках. Это различие в температурном режиме почвогрунтов объясняется не только разницей в их теплопроводности, но и такими факторами, как окраска поверхности почв, утепляющее влияние снега, поверхностных и подземных вод.

Благодаря осушению и связанным с ним повышением температуры почв и активизацией движения подземных вод температура грунтовых вод на глубине 10 м увеличилась по сравнению с неосушенным болотом на 1,1°C (с 6,3 до 7,4°C). Это повышение температурыхватило и более глубокие горизонты (до 17–21 м).

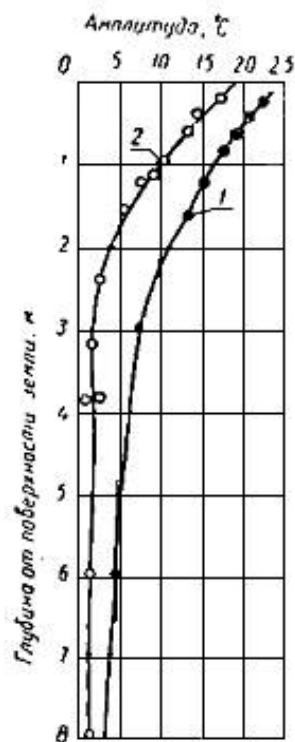


Рис. 101. Предельные значения амплитуд колебания температуры грунтовых вод: 1 – супесь; 2 – торф

Суточные колебания температуры на болотах из-за низкой теплопроводности не распространяются глубже чем на 30–40 см. Во все сезоны года неосушенное болото на глубине более 40 см теплее осушенного. На поверхности осушенного торфяника минимальная температура на 3–4° меньше, а максимальная – на 4–6° выше, чем на поверхности почвы. С повышением влажности уменьшается амплитуда колебаний температуры, смягчается ночное выхолаживание почвы и дневной её перегрев.

Неблагоприятные тепловые свойства торфа увеличивают вероятность заморозков, их интенсивность и продолжительность. Даже в центральных районах Нечерноземной зоны на болотах обычны летние заморозки в июне (редко в июле) и в конце августа. Так, в Смоленской области (болото Щеголево) последние весенние заморозки на осушенном болоте отмечены 24 июня 1977 г. и 20 июня 1979 г., на суходоле они наблюдались соответственно 29 апреля и 13 мая, первые осенние заморозки – 22 августа в 1976 г.

Выделяют линию зимнего охлаждения, под которой понимают линию распределения наиболее холодных температур от поверхности на глубине. Проводят её через точки перегиба термоизоплет, она отражает характер проникновения минимальных температур в почву, т.е. величину запаздывания с глубиной. Линия летнего прогревания проводится аналогично через точки перегиба изоплет с наиболее высокой температурой. Расстояние между ними является показателем продвижения температурной волны, оно равно около 6 месяцев. Наклоны этих линий указывают на величину запаздывания минимальных и максимальных температур с глубиной. Уже на глубине более 10 м температура изменяется незначительно.

**Пояс постоянных температур** отмечается на глубине 27 м. Эту глубину можно определить, если известны амплитуды температур хотя бы в трех точках по глубине. Для этого строится график в зависимости логарифма амплитуды температур от глубины, полученная прямая отсекает на оси абсцисс искомую величину.

Для прогноза температурного режима почвогрунтов представляет интерес взаимосвязь температур почвогрунтов  $I_{\Pi}$  на разной глубине и воздуха  $t_a$ . Характер этой связи зависит от грунтов, глубин залегания и метеорологических условий. Для всех грунтов и глубин форма связи  $t_{\Pi} = f(t_a)$  имеет характер *гистерезисной петли*: при повышении температуры воздуха (с января по август) температура грунта нарастает по нижней кривой петли гистерезиса, а при уменьшении температуры воздуха – по верхней кривой (рис. 102).



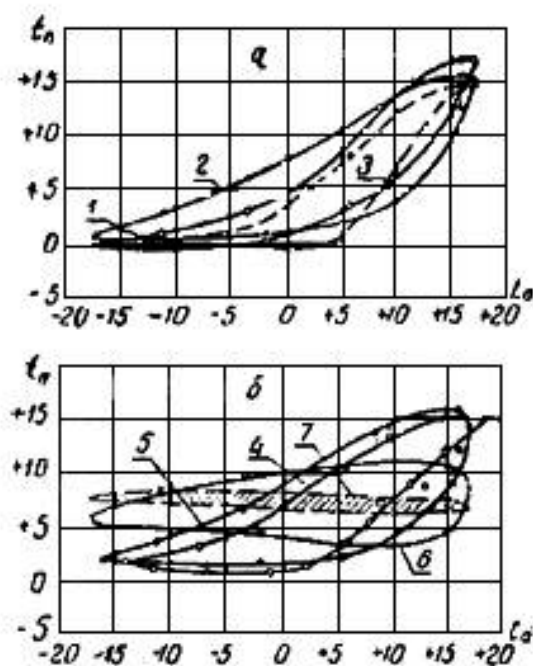


Рис. 102. Зависимость  $t_n = f(t_a)$ : а – на глубине 0,2 м; б – на глубине 1,2 м; 1 – супесь, 1967 г.; 2 – осушенный торфяник, 1967 г.; 3 – неосушенный торфяник, 1964 г.; 4 – супесь, 1964 г.; 5 – супесь, 1967 г.; 6 – осушенный торфяник, 1967 г.; 7 – то же, на глубине 3,2 м. Заштрихована петля для осушенного торфяника на глубине 3,2 м

Гистерезис объясняется различием в теплопроводности влажной, промерзшей и сухой почвы. Размеры петли в разные годы изменяются мало. Наиболее различны температуры нижней и верхней ветвей на осушаемых торфяниках. При высоком стоянии грунтовых вод на неосушенном торфянике они препятствуют проникновению холода вглубь. Кроме того, влажность торфа колеблется по сезонам мало, а следовательно, меньше изменяются и зависящие от нее коэффициенты температуропроводности.

Анализ связей  $t_n = f(t_a)$  для разных горизонтов показывает, что для торфяника петля гистерезиса становится параллельной оси абсцисс на глубине 1,2–1,5 м, то есть колебания температуры затухают,  $t_n$  уже не зависит от  $t_a$ . В песках эта связь нарушается на глубинах более 7–8 м.

Размеры гистерезисной петли с глубиной уменьшаются, так как уменьшается амплитуда колебания температур. Так, у подошвы торфа на глубине 3,2 м разница в среднемесячных температурах не превышает 1–1,5°C.

Для песков и неосушенных торфов связь  $t_{\Pi} = f(t_a)$  может быть выражена в виде двух прямых (для зимнего и теплого периодов), характеризующихся коэффициентами корреляции 0,76–0,91. Для осушенного торфа уже при глубинах более 0,8 м коэффициенты корреляции малы, поэтому при расчете термовлагопереноса необходимо учитывать явление гистерезиса.

### Годовой и многолетний режим температуры

В годовом изменении температур верхней толщи почвогрунтов, помимо отмеченных выше экстремумов, весьма характерен наблюдаемый в апреле–мае на всех почвах период с примерно одинаковой температурой по всей толще (изотермы на почвенном разрезе почти вертикальны). Быстрое выравнивание температур по глубине объясняется взаимодействием двух одинаково направленных (в сторону повышения температуры) процессов: конвективного переноса тепла из атмосферы вместе с инфильтрационными снеговыми и дождевыми водами и, в меньшей мере, теплопереноса к промерзшим горизонтам внутреннего тепла Земли.

Среднегодовая температура почвы в зоне активного теплообмена с атмосферой варьирует незначительно – от 6,5 до 8°C. Максимальные среднегодовые температуры зафиксированы в верхней 2–3-метровой толще почвогрунтов, исключение составляет лишь верхний слой мощностью до 50–60 см, в котором в отдельные годы температура на 0,1–0,5°C ниже среднегодовых температур в подпочвенных горизонтах (табл. 52).

Таблица 52

### Среднегодовые температуры низинного торфа в Мещёре, °С

Годы наблюдений	Глубина, на которой измерялась температура, м							
	0,2	0,4	0,6	0,8	1,2	1,6	2,4	3,2
1965	6,5	6,3	6,9	7,1	7,2	7,2	7,2	7,3
1966	7,1	7,2	6,9	6,7	6,7	6,7	6,7	6,9
1967	7,7	7,6	7,6	7,7	7,6	7,4	7,2	7,3

Среднегодовая температура зоны аэрации на торфяниках на 0,1–0,6°C ниже, чем у супесчаных грунтов, кроме почвенного слоя мощностью 0,2 м, у которого температура на 0,3–0,4°C больше.

Среднегодовая температура грунтовых вод с глубиной постепенно понижается (рис. 103) и достигает следующих значений: на глубине  $H = 4$  м – 6,7°C;  $H = 6$  м – 6,5°C;  $H = 17$  м – 6,3°C;  $H = 27$  м – 6,1°C.

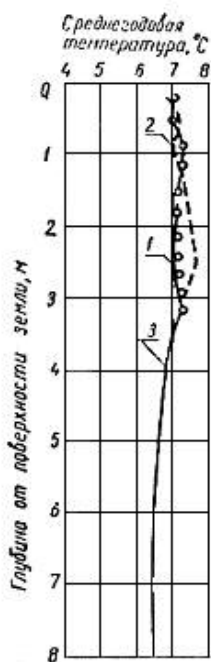


Рис. 103. Изменение среднегодовой температуры по глубине на переувлажненных землях в Мещёре: 1 — низинный торф; 2 — супесь; 3 — песок, подстилающий торфяник

Температура грунтов зоны аэрации на торфянике за год в среднем на 4–5 °C выше, чем температура воздуха; на глубине более 3 м годовая температура почвогрунтов и грунтовых вод превышает температуру воздуха на 2,7–3,8 °C. Эти данные получены и характеризуют лишь малые циклы колебаний климата.

Амплитуда многолетнего режима температур составляет всего 1–2 °C, при этом с глубиной она уменьшается. Так, на глубине  $H = 7$  м амплитуда равна 0,4 °C, при  $H = 20$  м — 0,1 °C. Температура в течение года и многолетнего периода постоянна уже на глубине 27–29 м от поверхности, изменение теплового режима атмосферы на нижележащих горизонтах не складывается.

На рисунке 104 показано изменение разности температуры на глубине 0,2 м (почвы) и 1,2 м (капиллярная кайма и зона полного насыщения) в двух грунтах — супесчаных и торфяных.

Так как разность глубин составляет 1 м, это позволяет переходить от температур к градиентам. В течение календарного года градиенты температур  $\Delta t$  изменяются по уравнению косинусоиды

$$\Delta t = -A \cos \frac{2\pi\tau}{T}, \quad (244)$$

где  $A$  — амплитуда изменения градиента за зимний и летний периоды, °C;  $T$  — продолжительность года;  $\tau$  — продолжительность периода от начала года до рассматриваемого момента.

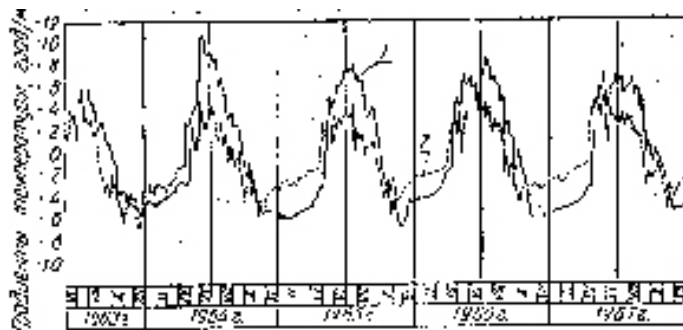


Рис. 104. Изменение градиентов температуры между горизонтами на глубине 0,2 и 1,2 м для торфа и при одинаковой глубине стояния уровней грунтовых вод: 1 — торф; 2 — песок

Осушение торфяных болот повышает его температуру в летний период и несколько снижает зимой. Различие в температурном режиме осушенных и неосушенных торфяных почв обычно невелико (2–1,5°) и вуалируется влиянием снежного покрова и растительности, утепляющих почву. Амплитуда колебаний температуры после осушения торфяных почв возрастает на 0,3–4,6°. На глубине 0,2 м она составляет в песках 21,6°, в осушенном торфе – 17° (Мещерская низменность).

С повышением интенсивности осушения торфяные почвы становятся более теплыми. В среднем за вегетационный период в слое 0–30 см при глубине залегания грунтовых вод 1,7–1,9 м температура почвы на 1–1,3° выше, чем при глубине 0,9–1,1 м. Эти почвы прогреваются со значительным опозданием: в Мещерской низменности максимальная температура на глубине 0,6 м устанавливается в августе–сентябре, 3 м – в сентябре–октябре, 20 м (под торфом) – в ноябре–декабре, воздуха – в июле.

Зоны изменений температуры на торфяных почвах значительно меньше (сезонные – на 5,5–6,5, суточные – на 0,4 см), чем на песчаных почвах.

Освоение и окультуривание торфяных почв способствует повышению их теплопроводности, хотя она остается здесь значительно ниже, чем на минеральных почвах.

Наблюдениями, проведенными в Мещерской низменности, установлено, что осушение и появление луговой растительности привели к увеличению альбедо во все сроки в среднем на 20,6–23,1%. Эффективное излучение в мае и июне было выше на осушаемом лугу, а во вторую половину лета – на естественном болоте. Противоположная тенденция изменения альбедо и эффективного излучения обусловила небольшие изменения в величинах радиационного баланса за летний период.

Затраты тепла на испарение в период активной вегетации растительности оказались больше на осушаемом лугу, чем на болоте, в остальное время года (вторая половина июля, август, сентябрь) – больше на болоте.

Наиболее существенные изменения микроклимата проявились в температуре поверхности почвы. В летнее время на осушаемом болоте было на 0,7–3,8° теплее. Осенью болото оказывало отепляющее влияние, за исключением дневного времени. Осушение привело к значительному росту суточной амплитуды температуры – от 2,7 до 6,4° в разные сроки. Абсолютные значения минимальных температур

возросли на 1–2,6°. Уменьшилась продолжительность безморозного периода, возросла скорость ветра, снизилась абсолютная влажность воздуха. Осушение торфяника повысило температуру почвы в слое 0–20 см в дневное время. Ночью и утром на осушенном массиве было холоднее на 0,2–2,7°. Изменения температуры почв в результате осушения оказались равны или меньше, чем локальные контрасты термического режима почв различных геокомплексов и даже однотипных, но имеющих разную сомкнутость крон древесного яруса, обилие подроста и подлеска.

Осушение северных болот ведет к ухудшению теплового режима торфяной почвы и увеличению площадей с многолетней мёрзлотой.

### **8.5. Режим замерзания болот**

Переход воды из жидкого состояния в твёрдое (фазовое превращение) имеет большое значение для формирования стока, поскольку резко меняет все свойства деятельного горизонта и верхних слоёв торфяной залежи.

Промерзание торфа происходит под воздействием трех групп факторов: метеорологических условий, свойств поверхности раздела грунт-атмосфера и водно-тепловых свойств торфа (влажность, теплоёмкость, теплопроводность), распределения температур в начале промерзания. Практически все физические свойства замерзшего слоя также зависят от трех факторов: ботанического состава растений – торфообразователей, степени уплотнения растительных веществ и степени заполнения льдом порового пространства.

Одним из важных факторов, регулирующих глубину промерзания торфа, является снежный покров. Слабая теплопроводность снега препятствует теплообмену между атмосферой и почвой. Большое значение при промерзании почвы имеет её влажность и, следовательно, глубина грунтовых вод. Влагоёмкие торфяные почвы промерзают незначительно. В связи с пониженной теплопроводностью снега максимум промерзания почвы в европейской части России приходится на март, хотя наибольшие морозы приурочены к январю. Начало промерзания почвы зависит, прежде всего, от климатических факторов и значительно отличается по регионам.

Каждый сантиметр снегового покрова повышает температуру почвы на 0,1°C, плотность снега определяет его коэффициент теплопроводности, связанный с нею линейной зависимостью. Повышение

температуры воздуха сказывается на температуре почвы из-за низкой теплопроводности снега с запаздыванием на 1–4 дня. Наличие растительности способствует повышению мощности снегового покрова. Агротехническая обработка почвы, обеспечивая более рыхлое ее сложение, увеличивает глубину промерзания торфяной почвы на 7–20 см. Рассмотрим основные выводы по верховым болотам.

**Верховые болота.** В облесенном кольце резковыпуклого мохового массива грунтовые воды и летом, и зимой залегают глубже, чем в центральной части болота. Высота кочек здесь не более 10–12 см, высота капиллярного поднятия в сфагновом очесе не превышает 10–12 см. Очес содержит только внутриклеточную воду. Глубина промерзания за зиму составляет на мочажинах 15–25 см, на кочках – 30–40 см.

*В центральной части* резковыпуклого массива с кочками и сфагновыми подушками высотой 20–25 см и диаметром до 2 м и более соотношение скоростей промерзания на кочках и в западинах зависит от разной теплопроводности очеса при разной влажности. Увлажнение в западинах в 1,3–1,4 раза выше, а следовательно, повышенная теплопроводность очеса в западинах приводит к тому, что скорость промерзания на них не меньше, а, наоборот, больше, чем на возвышенных элементах микрорельефа. Скорость промерзания после установления снежного покрова резко уменьшается, но даже в мягкие зимы не снижалась ниже 0,10–0,15 см/сут.

*В грядово-мочажинном комплексе,* характеризуемом высотой гряд над средней поверхностью мочажин до 40–50 см, верхний слой мохового очеса на грядах содержит лишь внутриклеточную воду, поскольку глубина грунтовых вод составляет 25–65 см, а высота капиллярного поднятия всего 18–20 см. Разница в увлажнении гряд и мочажин велика, поэтому теплопроводность промерзшего слоя мочажин почти в шесть раз больше, чем на грядах. Несмотря на высокую теплоотдачу гряд из-за повышенной их поверхности интенсивность промерзания на мочажинах в 1,5–2,5 раза больше, чем на грядах (рис. 105). Это не означает, что глубина промерзания в мочажинах больше, чем на грядах, поскольку на мочажинах свободная пористость близка к нулю.

Сделано любопытное наблюдение: каждую осень в период промерзания почти на всех мочажинах у их внутреннего края имеется полынья, иногда затянутая тонкой коркой льда. В этих местах в мочажину поступает фильтрующая на глубине 30–50 см вода через гряды. Эти воды повышают температуру торфа и уменьшают промерзание.

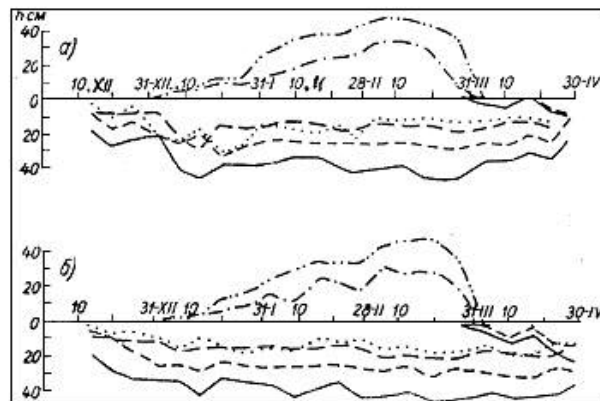


Рис. 105. Ход промерзания в разных частях грядово-мочажинного комплекса резковыпуклого мохового массива: а – резко выраженный грядово-мочажинный комплекс с относительно высокими грядами; б – грядово-мочажинный комплекс с грядами средней высоты

На топяных участках промерзание не наблюдается, а если случается, то после выпадения снега топи оттаивают. Причина – поступление тепла с потоком грунтовых вод.

#### Расчет глубины промерзания болот

В качестве примера расчёта глубины промерзания болот, используем разработки В.В. Романова. Принимая в качестве допущений следующие положения: температура на нижней границе промерзания равна  $0^\circ$ ; промерзание – квазистационарный процесс в данный момент времени, а также пренебрегая подтоком тепла из незамерзшего грунта к границе промерзания, можно записать следующие уравнения:

для потока тепла через слой снега ( $Q_1$ )

$$Q_1 = \frac{t_6 - T}{h} \lambda_c, \quad (245)$$

где  $t_6$  – температура поверхности болота;  $T$  – температура поверхности снега, принимаемая равной температуре воздуха;  $h$  – мощность снега, а  $\lambda_c$  – его теплопроводность;

поток тепла через промерзший слой ( $Q_2$ )

$$Q_2 = \frac{0 - t_6}{H} \lambda_M = -\frac{t_6}{H} \lambda_M, \quad (246)$$

где  $H$  – мощность промерзшего слоя;  $\lambda_M$  – его теплопроводность;

количество тепла, выделяемого на нижней границе промерзания при переходе воды в лед ( $Q_3$ )

$$Q_3 = W_{06} \delta \frac{dH}{dz}, \quad (247)$$

где  $W_{об}$  – содержание воды в единице объёма залежи;  $\delta$  – скрытая теплота плавления, приближенно равная 80 кал/г,  $\tau$  – время в секундах.

Поскольку процесс рассматривается как квазистационарный, величины эти  $Q_1, Q_2, Q_3$  можно считать равными между собой.

Решая эти уравнения относительно  $H$  после разделения переменных и интегрирования, получаем

$$H = \sqrt{\left(h \frac{\lambda_M}{\lambda_c}\right)^2 - \frac{2T\lambda_M}{W_o\delta}(\tau - \tau_o) + H_0^2 + 2H_0h \frac{\lambda_M}{\lambda_c} - h \frac{\lambda_M}{\lambda_c}}, \quad (248)$$

где  $\lambda_c$  – теплопроводность снега, зависит от его плотности  $d$ , по формуле Янсона.

$$\lambda_c = 0,00005 + 0,0019d + 0,006d^4. \quad (249)$$

При учёте подтока тепла к промерзающему слою торфяной залежи из глубоких её слоев, как показали исследования, глубина промерзания уменьшается всего на 0,5–0,6 мм/сут.

Рассчитанные по формуле значения довольно близки к измеренным в природе, что для подобной сложной гидрологической задачи явление редкое (рис. 106). Для повышения точности расчета, необходимо вести вычисления за короткие промежутки времени, поскольку теплопроводность и другие свойства промерзающего грунта и снега изменяются.

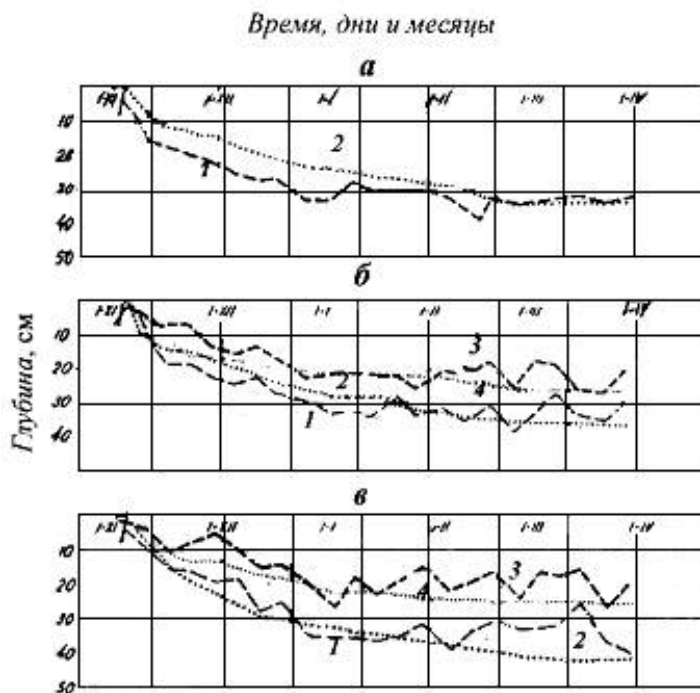


Рис. 106. Сопоставление вычисленных и наблюдаемых глубин промерзания верхового болота: а – грядово-мочажинный комплекс (гряды), б – центральная часть выпуклого мохового массива, в – облепленное склоновое кольцо резковыпуклого мохового очеса; 1 – измеренная глубина промерзания на кочках (грядах), 2 – вычисленная глубина на кочках (грядах), 3 – измеренная глубина промерзания на мочажинах, 4 – вычисленная там же



Глубина промерзания для всех микроландшафтов верховых болот не превышает 40 см. Хотя скорость промерзания и с нею связанные свойства промерзшего слоя на возвышениях и понижениях различны.

**Низинные болота.** В части промерзания торфа наиболее изучены осушаемые низинные болота. Ввиду большого числа факторов, влияющих на зимний режим болота, и сложности учёта пока нет удовлетворительных методов расчета глубины промерзания торфяных почв.

Ниже на примере болот Мещерской низменности и некоторых других районов приведены основные аспекты процесса промерзания торфа.

Основное влияние на промерзание торфяной почвы оказывают температура воздуха и мощность снежного покрова. Растительность способствует задержанию снега и увеличивает его мощность. На мощность снега влияет также и микрорельеф.

Замерзание болот начинается через 10–15 дней после устойчивого наступления отрицательных температур воздуха. Наиболее интенсивно торфяная залежь промерзает до образования устойчивого снежного слоя высотой до 10 см. Появление снежного покрова замедляет, а иногда и приостанавливает промерзание торфяного грунта болот. Если снег выпадает раньше наступления морозов, болото может не замерзнуть совсем.

Плотность снежного покрова, хотя и оказывает влияние на глубину промерзания, но его трудно отделить от воздействия других факторов, величина же его незначительная. Кривые распределения плотности снега в разные зимы близки и плотность снега во время снегосъёмок варьирует значительно меньше, чем высота снега. В среднем за пять лет модульные коэффициенты плотности снежного покрова перед снеготаянием ( $K$  – отношение плотности снега в точке наблюдений к средней по площади) варьировали в пределах 0,62–1,23, в то время как модульные коэффициенты высоты снега колебались в пределах 0,1–2,4.

Обработка почвы, изменяя микрорельеф на поле и плотность сложения верхних её слоев, тем самым также влияет на глубину промерзания. Вспаханые участки при уровне стояния грунтовых вод на глубине 50–60 см за зиму промерзали на 37 см, а оставшиеся без обработки – на 30 см. По данным И.И. Гантимурова и Е.А. Гордеевой, в Западной Сибири средняя глубина промерзания торфа на участке, обработанном по схеме фрезерование + вспашка + фрезерование, составляла 102 см, а на участке, фрезерованном в три следа, – 81 см.

Различие в высоте снежного покрова в отдельных точках поверхности на ровном, открытом массиве в одинаковых метеорологических условиях периода снегонакопления обуславливается лишь влиянием микрорельефа, причем его действие одинаково в течение всей зимы. Поэтому, измеряя глубину промерзания почвы и одновременно высоту снежного покрова, можно получить для каждого пункта наблюдений зависимости между ними, а с их помощью установить влияние глубины грунтовых вод.

Наиболее интересным является период, предшествующий снеготаянию или, как его называют в гидрологии, **период формирования максимума снеготопливов**. В это же время наблюдаются и максимальные глубины промерзания почвы. Наблюдения были приурочены к этому периоду, приходившемуся в годы наблюдений на третью декаду марта.

Представленные на рисунке 107 результаты наблюдений за один год по трем пунктам, характеризующим глубоким стоянием уровней грунтовых вод (более 1,0 м), показывают, что глубина промерзания практически не зависела от уровней грунтовых вод, а была почти одинаковой. В этом случае имеет место хорошо выраженная зависимость ее от высоты снежного покрова. Среднее отклонение точек от усредняющей их кривой составляет 2,3 см, т.е. почти в пределах точности измерения этих величин.

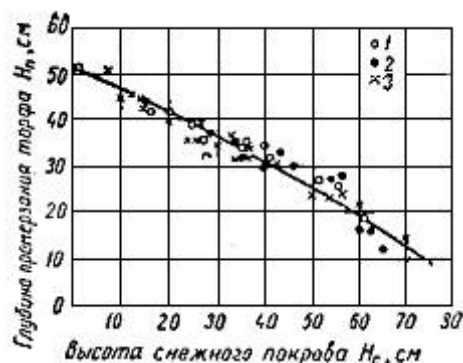


Рис. 107. Зависимость глубины промерзания торфяной почвы от высоты снегового покрова перед его таянием: 1 – глубина залегания грунтовых вод 220–240 см; 2 – то же, 110–140 см; 3 – то же, 70–100 см

Грунтовые воды уменьшают глубину промерзания почвы на 4–15 см при залегании на глубине менее 80–90 см. При более глубоком залегании (до 2,2–2,4 м) лишь в суровые зимы было отмечено некоторое увеличение глубины промерзания (до 5–8 см). Если снег выпадает поздно, то почва промерзает больше даже в менее суровые зимы. Так, в зиму,

характеризующейся суммой отрицательных среднесуточных температур воздуха  $\Sigma(-t_{cp}) = 800^{\circ}\text{C}$ , торф промерз на 1–11 см больше, чем в более холодную зиму при  $\Sigma(-t_{cp}) = 982^{\circ}\text{C}$ . Это можно объяснить в первую очередь действием мороза в начале зимы на почву, незащищенную или малозащищенную снегом. Максимальная интенсивность промерзания почвы наблюдается в ноябре–декабре. При одной и той же высоте снегового покрова торф промерзает на 20–50 см меньше, чем песчаная почва.

Максимальная глубина промерзания осушаемого болота  $H_{пр}$  в условиях Мещёры при мощности снегового покрова  $H_{сн}$  до 20 см составляет 50–60 см; при  $H_{сн} = 30–40$  см  $H_{пр} = 35–45$  см; при  $H_{сн} = 50–70$  см  $H_{пр} = 20–30$  см.

В средних условиях снегонакопления глубина промерзания осушаемых торфяных почв составляет:

в центре Нечерноземной зоны	30–35 см
в Западной Сибири (Бараба)	70–90 см
в Восточной Сибири (Иркутск)	90–150 см.

Для промерзания торфа на 1 см необходима сумма отрицательных температур воздуха  $47^{\circ}\text{C}$ ; по годам этот показатель в Мещёре колебался в пределах  $33–61^{\circ}\text{C}$ .

Топи и очень обводненные участки болот имеют большую теплопроводность и промерзают глубже, чем просохшие болота, но не так глубоко, как минеральные грунты.

В одинаковых условиях глубина промерзания осушенного болота примерно в 2 раза больше, чем целинного (неосушенного), и в 2–4 раза меньше, чем минеральных почв суходолов. По наблюдениям, проведенным в Мещерской низменности, глубина промерзания супесчаных почв на 20–50 см больше, чем осушенных торфяных почв, которые промерзают на 30–35 см.

Наблюдения, проведенные на болотном стационаре Щеголево в Смоленской области, дали следующие результаты (табл. 53).

Таблица 53

**Максимальная глубина промерзания грунтов, см**

Объект	Предельное значение		Средняя глубина
	минимальное	максимальное	
Неосушенное низинное болото	6	39	19
Осушенное низинное болото	22	54	40
Суходол	47	118	85

Глубина стояния грунтовых вод определяет качественный характер мерзлоты. При более интенсивном осушении в мёрзлом слое почвы всегда встречаются свободные полости, не заполненные льдом и торфом. Наличие свободных пор не устраняется в процессе зимнего влагонакопления.

В условиях Западной Сибири, в Омской области, низинная торфяная почва на пойменном болоте промерзает на 50–107 см, среднегодовая глубина промерзания составляет 73 см. Торф начинает промерзать с второй–третьей декады октября, полностью оттаивает в период с 15 июня до 25 июля. На рис. 108 ход промерзания и оттаивания в разных частях болота сопоставлен с температурой воздуха и высотой снежного покрова. Кривые глубины промерзания приведены для пунктов с разной глубиной грунтовых вод и влажностью почвы, обусловленных различной удаленностью от осушительного канала.

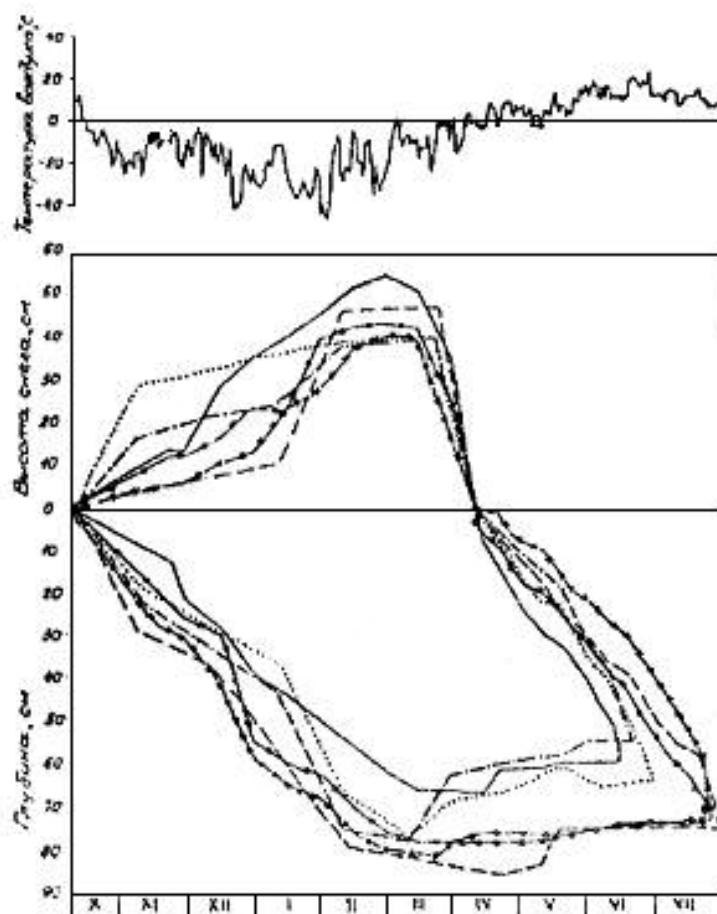


Рис. 108. Динамика температуры, высоты снежного покрова, промерзания и оттаивания пойменного осушаемого болота в пунктах на разных расстояниях от канала

В условиях Барабинской низменности глубина промерзания осушаемой торфяной почвы составляла за двадцать лет наблюдений (И.И. Логинов) 77–89 см, на минеральных почвах приболотного пояса 1,0–1,6 м.

В Тюменской области, за 20 лет на осушаемом низинном болоте при максимальной высоте снега 28–59 см глубина промерзания составила 36–61 см. На её величине сказывается интенсивность осушения: при интенсивном осушении в сравнении с нормальным (в соответствии с действующими нормами) глубина промерзания на указанных болотах соответственно в 1,3–1,6 раза, и в 1,8–3,5 раза больше, чем на неосушенном болоте.

На лесных мелиорированных болотах, по данным А.А. Корепанова, глубина промерзания в два раза больше по сравнению с неосушенными. Дата максимального промерзания и дата оттаивания почвы наступают позднее, чем на неосушенных болотах. Высота снежного покрова и позднее оттаивание почв обусловлены высокой сомкнутостью сосняка, произрастающего на осушаемом болоте (табл. 54).

Таблица 54

#### Промерзание торфяных почв мезоолиготрофных болот в Поволжье

Показатели	Осушаемое болото	Неосушаемое болото
Уровень грунтовых вод, см	82	38
Высота снежного покрова, см	70	78
Глубина промерзания, см	30	13
Дата максимального промерзания	28.03	23.03
Дата оттаивания	20.05	25.04
Полнота соснового древостоя	0,85	0,40

Высокая сомкнутость крон задерживает часть атмосферных осадков и препятствует прогреванию почвы прямой солнечной радиацией.

### 8.6. Оттаивание торфяных почв

Оттаивание торфяных почв может происходить как сверху, так и снизу. По наблюдениям на болоте Кальское в Мещерской низменности оттаивание снизу наблюдается редко и лишь на слабоосушенных торфяниках, при залегании грунтовых вод на глубине менее 1,0 м. В этом случае весной происходит насыщение всей торфяной залежи водой и оттаивание осуществляется за счет тепла, поступающего с ней. На участке с уровнем грунтовых вод на глубине 0,5–0,7 м глубина оттаивания торфа снизу составила 6–7 см.

На хорошо осушенных болотах оттаивание осуществляется только сверху. Оттаивание сверху начинается после схода снега. Интенсивность его зависит от состояния поверхности почвы (табл. 55) и всецело определяется температурой воздуха.

Таблица 55

**Влияние состояния поверхности почвы на глубину оттаивания торфа**

Состояние поверхности почвы	Дата наблюдений								
	13.IV	14.IV	16.IV	18.IV	20.IV	27.IV	30.IV	4.V	9.V
Гребень	11,3	12,6	15,3	18,3	19,4	23,6	26,0	31,5	33,5
Ровная, боронованная	7,6	9,1	11,8	15,4	18,0	21,3	25,0	28,3	31,1
Борозда	5,8	6,5	9,5	12,4	15,1	17,3	19,4	23,2	25,8

Зависимость глубины оттаивания торфяной почвы от суммы среднесуточных положительных температур воздуха за период оттаивания хорошо выражена для всех типов состояния поверхности почвы за все годы наблюдений (табл. 56). По пятилетним наблюдениям снегозапасы на поле перед снеготаянием в условиях Мещерской низменности равнялись 91–142 мм, а средняя интенсивность таяния была 6,1 мм на один градус, положительной среднесуточной температуры воздуха на высоте 2,0 м, т.е. оттаивание почвы начинается при достижении суммой температур значений 15–23°.

Таблица 56

**Эмпирические формулы для определения глубины оттаивания в зависимости от суммы температур воздуха и состояния поверхности почвы**

Состояние поверхности почвы	Формула	Отклонения точек от кривой в см	
		среднеарифметическое	среднеквадратичное
Гребень	$H_0 = 2,29(\Sigma t)^{0,48}$	0,59	0,67
Ровная	$H_0 = 1,34(\Sigma t)^{0,57}$	0,44	0,29
Борозда	$H_0 = 0,82(\Sigma t)^{0,62}$	0,74	0,80

Большую роль в оттаивании почвы выполняют талые воды, скапливающиеся в понижениях микрорельефа и стекающие по поверхности. В лужах, заполненных водой, почва оттаивает раньше, оттаивание при этом происходит неравномерно. Так, в луже на озимой ржи при глубине промерзания почвы 30 см и при слое воды в луже 15–20 см почва на шестой день оттаяла на 9–10 см, в то время как на окружающей территории на 5 см. При этом, в луже на расстоянии 78 м образовалось десять талых воронок средним диаметром 32 см.

Торфяные почвы, несмотря на промерзание на незначительную глубину, оттаивают медленно. Этому способствует высокая теплоизоляция сфагновых мхов, особенно очеса, а на низинном болоте высокая сомкнутость древесно-кустарникового яруса. В результате мелиорации промерзание торфяных почв увеличивается, дата оттаивания почвы сдвигается на более поздний срок.

В годы наблюдений полное оттаивание торфяной почвы произошло на неосушенном болоте 15–26.04, на осушаемом болоте 12–30.04, на суходольной целине 12–30.04, окончание снеготаяния в эти годы приходилось на 1–19 апреля.

Проведенные в последние годы исследования по оттаиванию торфяных почв позволили установить зависимости глубины оттаивания от суммы положительных температур воздуха после схода снега.

Многими авторами для разных регионов получены эмпирические зависимости  $h = f(\Sigma t)$ , где  $h$  – глубина оттаивания торфяной почвы,  $\Sigma t$  – сумма среднесуточных температур воздуха со дня схода снежного покрова, которые приведены на рис. 109.

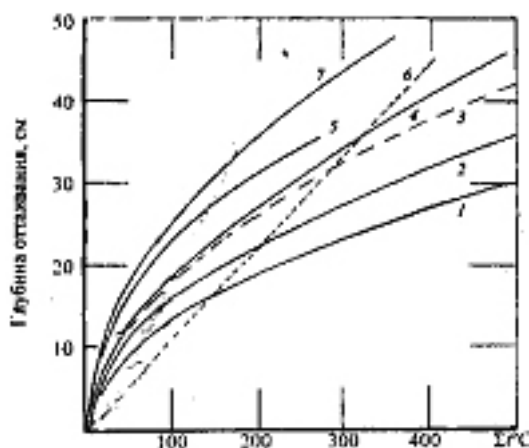


Рис. 109. Зависимость глубины оттаивания торфяной почвы от суммы температур воздуха по: 1 – В.В. Новохатину; 2 – А.Ф. Печкурову; 3 – А.В. Шуравилину; 4 – Б.С. Маслову; 5 – А.И. Голованову; 6 – В.Я. Черненку; 7 – К.Е. Иванову и С.М. Новикову

Несмотря на различие методик изучения оттаивания почвы разной удаленности изучаемых болот от метеорологических станций, измеряющих температуру воздуха, различие в экспозиции участков наблюдений и в водно-тепловых свойствах торфяной почвы, формулы 1–6 дают близкие значения в диапазоне исследованных глубин промерзания низинной торфяной почвы, используемой под пашней. При этом влияние географической широты и долготы местности не проявляется.

(Кривые на графике соответствуют разным регионам: 1 – Тюмень, 2 – Беларусь, 3 – Архангельск, 4 и 5 – Рязанская Мещёра, 6 – Московская обл.).

Кривая 7 получена на основе обобщения многих материалов гидрологических наблюдений на болотах, в том числе недостаточно осушенных и используемых под естественным травостоем. Она дает завышенные результаты по сравнению с нормально осушенной пашней. Линейный характер зависимости (кривая б) получен по ограниченному материалу на торфяной почве в пойме реки Яхромы (Московская область).

Для оценки глубины оттаивания торфяной почвы наиболее предпочительна степенная модель типа  $h = a(\Sigma t)^b$ , где  $a$  и  $b$  – региональные параметры, которые должны определяться для каждого региона с помощью аппроксимации экспериментальных данных.

Обобщающая зависимость

$$h = 1,78\sqrt{\Sigma t}, \quad (250)$$

где  $h$  в см,  $t$  – град. С.

Она получена при значении глубин промерзания торфа до 40 см, но действительна и для больших значений.

Использование предложенной формулы позволяет с необходимой для земледелия и мелиорации точностью определять глубину оттаивания торфяной почвы на пашне в европейской части страны и в Западной Сибири.

После суровых и малоснежных зим полное оттаивание торфа из-за низкой тепло- и теплопроводности заканчивается в июне–начале июля (центр Нечерноземья) и августе–сентябре (Сибирь).

В зимние месяцы, весной и в начале лета наиболее высокую температуру верхнего (0–40 см) слоя имеют целинные болота (на глубине более 40–60 см температура выше на осушенных торфяниках). Во второй половине лета на осушенных торфяных почвах теплее, чем на целинных.

## 8.7. Зимнее накопление влаги в торфяной почве

При анализе динамики изменения влажности выше было отмечено, что в зимний период влажность почвенного слоя максимальна. Накопление влаги зимой происходит в основном за счет миграции, влаги снизу от грунтовых вод и, в малой мере, за счёт водоотдачи



из снега во время оттепелей. Миграция происходит под действием капиллярных сил, осмоса, сил кристаллизации, гидростатического давления, всасывания и других факторов.

Рассчитать величину накопленной в зимний период влаги путём решения системы дифференциальных уравнений тепло- и влагопереноса пока не удастся, так как входящие в них коэффициенты зависят от влажности почвы, глубины залегания грунтовых вод и других факторов.

Запасы влаги в промерзших горизонтах сопоставимы с запасами воды в снеге перед таянием. На осушаемых торфяниках в Мещёре в 30-сантиметровом промерзшем слое при глубине залегания грунтовых вод 80–160 см в результате трехлетних наблюдений установлено, что величина влагонакопления составляет 64–82 мм (70% снегозапасов  $P_{сн}$ ). В условиях Карелии она составляет 109 мм. (около 120%  $P_{сн}$ ), в Подмосковье (Е.И. Жданова) более 100 мм (110%), а в Барабинской низменности 85–106 мм (более 120%). На осушаемых болотах Томской области в течение зимы запас влаги возрос в слое 0–50 см на 55–145 мм, в слое 50–100 см – на 7–79 мм, в метровом слое на 56–187 мм. Накопление влаги пропорционально глубине залегания уровней грунтовых вод перед промерзанием.

Существует связь между величиной влагонакопления и температурами воздуха в зимний период. В условиях европейской части СССР и в Западной Сибири влажность промерзшего горизонта прямо пропорциональна сумме среднесуточных отрицательных температур воздуха за зиму.

В Восточной Сибири и на Дальнем Востоке, а также в других районах в наиболее суровые зимы при быстром наступлении холодов влаги в почве накапливается меньше, так как приток миграционной влаги отстает от промерзания почвы. Как показывают наблюдения, влагонакопление уменьшается с увеличением скорости промерзания почвы. Максимальное количество влаги накапливается в горизонтах относительной стабилизации фронта промерзания.

В Мещёре наиболее интенсивно этот процесс происходит в январе при скорости промерзания, близкой к средней за зиму. Ниже промерзшего слоя влажность торфа снижается лишь в отдельные зимы и редко на болотах грунтового питания. В условиях Сибири накопление влаги в промерзшем слое мощностью 1–1,5 м столь значительно, что синхронно с нарастанием глубины промерзания почвы происходит снижение уровней грунтовых вод (см. рис. 110).

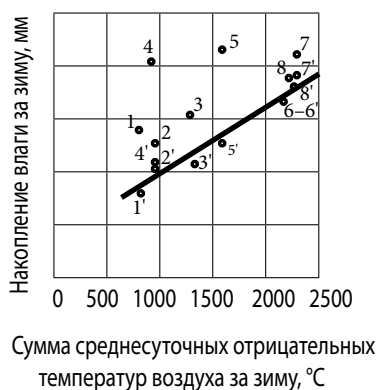


Рис. 110. Зависимость накопления влаги в промерзшем слое торфа от суммы среднесуточных отрицательных температур воздуха за зимний период: 1 – Мещерская низменность, зима 1958–1959 гг. (по данным автора); 2 – там же, зима 1959–1960 гг.; 3 – там же, 1959–1960 гг.; 4 – пойма р. Яхромы, 1954–1955 гг. (по данным Е.И. Ждановой); 5 – Карелия, 1962–1963 гг. (по данным И.М. Нестеренко); 6 – Барабинская низменность, 1948–1949 гг. (по данным Н.А. Соколовской); 7 – там же, 1947–1948 гг.; 8 – там же, 1945–1946 гг. Цифры со штрихами соответствуют тем же пунктам, но количество накопленной влаги уменьшено на величину влаги, поступившей во время оттепелей

Движение влаги от грунтовых вод к фронту промерзания обусловлено воздействием капиллярного и температурного потенциала. С понижением температуры почвы и понижением уровня грунтовых вод роль капиллярного потенциала во влагопереносе возрастает. Максимальной величины влагоперенос достигает в малоснежные и бесснежные зимы, в отдельные периоды достигает в аллювиальных суглинистых почвах 5–6 мм/сут. На торфяных почвах этот вопрос не изучен.

На рисунке 110 приведена зависимость накопления влаги в низинном осушенном торфянике от суммы среднесуточных отрицательных температур воздуха за зиму для разных климатических районов. В среднем суммарное накопление влаги за зиму составляет (исключая точки 4 и 5) 0,007 мм на 1 градус отрицательной температуры при продолжительности холодного периода около 150 суток, однако эта связь выражена очень слабо.

Поэтому отдельно была определена величина водоотдачи из снега во время оттепелей. Для этого воспользовались эмпирической формулой снеготаяния, полученной в условиях Мещерской низменности.

Несмотря на условность и приближенность расчета, при использовании этой формулы для условий зимы и различных регионов были получены хорошие результаты. Значения влагонакопления, уменьшенные

на величину  $P_{сн}$ , аппроксимируются прямой (среднеквадратичное отклонение 5,6 мм)

$$\Delta W_M = 18 + 0,032\Sigma(-t_{ср}), \quad (251)$$

где  $\Delta W_M$  – накопление влаги в зоне аэрации за счёт её миграции из грунтовых вод, мм;  $\Sigma(-t_{ср})$  – сумма отрицательных температур воздуха за зимний период.

Точки 6 и 8, характеризующие суровые зимы Западной Сибири, где накопление влаги происходит только за счёт миграции её из нижележащих слоев, легли точно на полученную прямую.

Величина зимнего влагонакопления в промерзшем слое  $\Delta W_3$  примерно равна накоплению влаги во всей зоне аэрации  $\Delta W_a$ , так как в конце зимы снижение запасов влаги в зоне аэрации ниже фронта промерзания наблюдается редко. По-видимому, возникающее в начале зимы обезвоживание непромерзшей части зоны аэрации компенсируется капиллярным притоком влаги от грунтовых вод. В отдельные годы за счёт оттока влаги влажность на глубине 30–50 см снижается до 20–30% от объёма, то есть становится ниже наименьшей влагоёмкости, обуславливая специфичность почвообразовательных процессов в начале летнего периода. И.Н. Скрынникова (1961) на торфах долины р. Яхромы даже при глубине залегания грунтовых вод около 1 м зафиксировала уменьшение влажности почвы до 26%.

Сопоставление величин  $\Delta W_a$  с недостатком насыщения торфа для слоя промерзания при разных глубинах залегания грунтовых вод показывает, что в определенных условиях (суровая зима, залегание грунтовых вод на глубине около 1 м) все поры могут полностью заполниться льдом.

Этому способствует также увеличение объёма воды при её переходе в твёрдое состояние в среднем на 9%, приводящее к уменьшению объёмной массы и изменению геометрии порового пространства. Характер зимнего накопления влаги определяет тем самым водопроницаемость торфов в весенний период. Уменьшение влажности верхних горизонтов почвы за счёт вымораживания влаги на торфяных почвах не наблюдается.

Расчеты баланса грунтовых вод для зимнего и весеннего периодов по данным режимных наблюдений без учёта миграции влаги в промерзшую толщу грунтов на осушенных землях необоснованно уменьшают размеры притока грунтовых вод.

Подсчёт показывает, что только за счёт миграции влаги грунтовые воды должны понизиться на 25–30 см. Фактически же грунтовые воды

зимой понижаются на 0–15 см. Уровни грунтовых вод зимой превышают урезные плоскости (плоскости, соединяющие урезы воды в окаймляющих карту каналах) на 30–40 см и занимают более высокое (на 10–30 см) положение по сравнению с летней меженью. Во время оттепелей отмечается подъём грунтовых вод на 10–15 см. Осушительные каналы в зимний период продолжают дренировать приболотные типы местности и отводить алохтонные воды.

Уравнение водного баланса для зимнего периода можно записать в следующем виде:

$$Q_1 - Q_2 = D + \Delta W_{\text{П}} - \Delta W_{\text{Г}} - P_{\text{СН}}, \quad (252)$$

где:  $Q_1$  – приток грунтовых вод на балансовый участок;  $Q_2$  – отток грунтовых вод за пределы участка;  $D$  – сток по каналам, окаймляющим участок;  $\Delta W_{\text{П}}$  – изменение запасов влаги в почве,  $\Delta W_{\text{Г}}$  – изменение запасов грунтовых вод;  $P_{\text{СН}}$  – поступление воды из снега во время оттепелей.

Определив изменение запасов грунтовых вод через суммарную водоотдачу, а величину  $P_{\text{СН}}$  по уравнению 252, был составлен водный баланс для нескольких осушенных карт (табл. 57).

Таблица 57

**Водный баланс болот за зимний период**

Болото	Расстояние между каналами, м	Глубина грунтовых вод, см		Элементы баланса в мм				
		начальная	конечная	Поступило из снега	Дренажн. сток	Изменение запасов влаги в почве	Изменение запасов грунтовых вод	Приток минус отток грунтовых вод
Добролюбово	200	69	78	23,2	137,0	63,8	19,0	158,6
Добролюбово	200	61	75	31,1	155,0	74,5	28,2	170,2
Кальское	300	88	88	3,7	128,0	81,8	0,0	206,0
Кальское	470	108,4	119	31,1	173,7	74,5	29,0	188,1
Кальское	470	118,0	116	3,7	164,7	81,8	6,0	248,8

Разность между притоком и оттоком грунтовых вод достигает больших значений и зависит от глубины каналов – при мелких каналах она составляет в среднем 1,4 мм/сут, при глубоких – 1,8 мм/сут.

Складывающийся в зимний период водный режим болота оказывает существенное влияние на формирование водного режима весной и летом и на плодородие торфяной почвы.

### Контрольные вопросы

1. Связь теплового баланса с радиационным.
2. Характер изменения элементов теплового баланса в течение суток.
3. Тепловые свойства торфа, зависимость теплоёмкости и теплопроводности торфа от его основных характеристик.
4. Температуропроводность разных торфов и зависимость её от влажности торфа.
5. Расчет переноса тепла и теплового режима торфяной почвы.
6. Изменение температурного режима торфяной залежи по глубине, по сезонам и в течение года.
7. Чем определяются так называемые неблагоприятные свойства торфяной почвы?
8. Понятия температурная волна и пояс постоянных температур, связь температуры грунта на разной глубине с температурой воздуха, чем объясняется гистерезис?
9. Режим градиентов температуры торфа в течение года.
10. Промерзание болот, его особенности на верховых, низинных и осушенных болотах.
11. Методы расчета хода промерзания болот.
12. Назовите примерные глубины промерзания верховых, низинных и осушенных болот в Нечерноземной зоне.
13. Процесс оттаивания болот, влияние глубины стояния грунтовых вод на интенсивность оттаивания торфа.
14. Эмпирическая формула для расчета оттаивания торфяной почвы.
15. Миграция влаги к фронту промерзания торфяной почвы, величина накопления влаги и факторы, её обуславливающие.

## ГЛАВА 9. ИСПАРЕНИЕ С БОЛОТ

### 9.1. Процесс испарения

**Испарение** – образование пара с поверхности воды, снега, почвы и растений – составляет основную расходную статью водного баланса болот. Доля испарения в общем расходе воды изменяется от 60–75% для верховых болот и до 70–90% для низинных болот. Испарение является также основной расходной статьёй теплового баланса болот. Поэтому в проблеме испарения одновременно должны рассматриваться два процесса – перехода воды из жидкой фазы в пар и затрат тепловой энергии.

Процесс испарения сложный, он определяется многими факторами, среди них основными являются: метеорологические условия, глубина стояния уровней грунтовых вод и связанная с ней влажность торфа, структура верхнего слоя болотного массива (размеры пор и капилляров), характер болотной растительности, которая имеет различную транспирирующую способность, поэтому до сих пор до конца не изучен.

Испарение с болот следует рассматривать как суммарное испарение, состоящее из двух взаимосвязанных процессов – физического испарения с поверхности торфяной залежи и транспирации растений (биологического испарения).

Процесс испарения с физической точки зрения – процесс повышения свободной энергии молекул. Покидают воду в виде пара только молекулы, обладающие наибольшей энергией, вследствие этого температура воды понижается и, если не будет поступать извне дополнительная энергия в виде тепла, интенсивность испарения будет уменьшаться из-за уменьшения числа молекул с энергией, достаточной для превращения в пар.

Величина потери энергии водою называется **скрытой теплотой испарения**, она зависит от температуры воды и выражается формулой

$$L_t = 569,9 - 0,580t \text{ кал.ч.} \quad (253)$$

При тепловых и энергетических расчётах, в зависимости от необходимой их точности, этой величиною нередко пренебрегают.

Механизм испарения с поверхности почвы в приземный слой атмосферы представляется следующим: скорость испарения всецело зависит от скорости отвода пара от испаряющей поверхности на расстояния большие, чем длина свободного пробега молекул; при беспорядочном тепловом движении молекулы ударяются о поверхность жидкости, при этом большинство столкновений имеет упругий характер

без полной потери скорости движения, поэтому, ударяясь об воду, часть их не поглощается водой. При достижении равновесия между числом испускаемых водою и поглощаемых ею молекул испарение прекращается. Влажность воздуха при этом состоянии называется **насыщающей влажностью**.

Скорость испарения зависит от многих факторов, среди них основными являются приход тепловой и лучистой энергии к поверхности торфа, температура испаряющей поверхности, концентрации пара в слое воздуха, прилегающего к той же поверхности, температура приземного слоя воздуха, условия отвода паров от испаряющей поверхности. При наличии растительности к ним добавляются дополнительные факторы: вид растительности, её густота, фаза развития, водопотребление и обеспеченность влагой и др.

В условиях участия множества взаимосвязанных факторов, определяющих испарение, решить проблему можно только путем установления генетических закономерностей между испарением и главными, определяющими его величину факторами. Выделяют два из них: 1) зависимость испарения от содержания влаги в почве и растении или от скорости подтока влаги; 2) связь испарения с величиной притока энергии к испаряющей зоне. Последняя является наименее стабильной, поскольку в течение одних суток может изменяться вместе с радиационным балансом в десятки раз и менять знак.

Приход лучистой энергии зависит от географической широты местности, времени года, облачности и прозрачности атмосферы. Поступление тепловой энергии зависит от перемещения воздушных масс из мест с более высокой температурой воздуха в места с более низкой температурой, а это определяется размерами болота и его размещением в ландшафте. Расходные факторы теплового баланса находятся в зависимости от свойств почвы и растительности. Роль растительного покрова проявляется в изменении поглощенной и отраженной радиации от поверхности испарения, расходовании тепла на испарение и ухудшении условий для перемешивания, турбулентного обмена воздушных масс на различных уровнях над поверхностью земли. Это перемешивание происходит под влиянием плотности слоев воздуха с разной температурой и скорости ветра. Энергия горизонтального воздушного потока при встрече с шероховатостями на поверхности земли (например, с растительностью) частично преобразуется в энергию турбулентных пульсаций воздуха в его приземном слое, что способствует отводу паров от поверхности испарения.

Испарению с поверхности болот способствует неглубокое залегание уровней грунтовых вод и стояние воды выше поверхности болота. В последнем случае испарение с болота близко к испарению с водной поверхности. Травяные болота в период высокого залегания уровней грунтовых вод напоминают заросшие водоёмы. На величину испарения с болот оказывают влияние многие местные факторы: размеры гряд и мочажин, кочек, превышения гряд и кочек над уровнем мочажин и западин, наличие заливаемых водой западин, характер растительности, капиллярность торфа и др.

Капиллярный подток влаги при небольшой глубине залегания уровней грунтовых вод не лимитирует испарение, при понижении уровней грунтовых вод до значений высоты капиллярного поднятия и ниже приток влаги из мелких пор может оказаться недостаточным. При наличии мохового очёса, высота максимального капиллярного поднятия очень низкая (15–25 см), испарение быстро снижается из-за дефицита влаги. Однако травянистые растения и кустарнички при расположении их корневых систем в зоне капиллярного увлажнения компенсируют транспирацией снижение физического испарения.

В настоящее время используются три основных метода измерения испарения:

- водного баланса водосборов и монолитов торфа;
- измерения оттока пара от испаряющей поверхности;
- измерения затрат энергии на испарение.

Для расчетов испарения используют методы теплового баланса, водного баланса и испарителей. На мелиорируемых землях и при проектировании осушительно-увлажнительных систем на болотах используют тепловодобалансовый и биоклиматический методы, а также региональные эмпирические зависимости между испарением и природно-хозяйственными факторами.

Ниже приведена характеристика основных методов в соответствии с «Рекомендациями по расчету испарения с поверхности суши» (1974 г.) и исследованиями на болотах до осушения и осушаемых.

## **9.2. Способы определения испарения**

### **9.2.1. Метод теплового баланса**

Метод основывается на использовании закона сохранения энергии, каждый элемент баланса определяется независимо, метод трудоёмок.



По этому методу определяют испарение по месяцам или декадам с полей, занятых растительностью. Основан метод на изучении радиационного баланса. Согласно уравнению теплового баланса

$$E = \frac{1}{60}(R - P - B), \quad (254)$$

где  $E$  выражено в мм;  $R, P, B$  – в ккал/см<sup>2</sup>, число 60 выражает удельную теплоту парообразования, необходимую для перехода в пар 0,1 г воды.

Входящие в уравнение величина радиационного баланса  $R$ , турбулентного потока тепла  $P$  и потока тепла в почву  $B$  рассчитывают в зависимости от тепловых характеристик и наблюдений за температурой воздуха и почвы на разных глубинах.

Применение этого метода ненадежно в вечерние, ночные и утренние часы и в пасмурные дни, когда величины затрат тепла на испарение становятся сопоставимыми с ошибками в определении других элементов балансов.

В соответствии с «Рекомендациями...» [49] месячные нормы испарения с поверхности сфагново-кустарничкового микроландшафта, низинных болот и осушаемых болотных массивов рассчитываются по формуле

$$E = \alpha R, \quad (255)$$

где  $E$  – испарение, мм/мес;  $\alpha$  – коэффициент пропорциональности, мм/см<sup>2</sup>. ккал, определяется по таблице 58,  $R$  – средняя многолетняя месячная сумма радиационного баланса поверхности болота, ккал/см<sup>2</sup>.мес.

Таблица 58

**Значения коэффициента  $\alpha$   
в формуле для различных болотных микроландшафтов**

Тип болота, микроландшафта	Месяцы						
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Верховое болото, сфагново-кустарничковый	0,5	9,5	11,5	11,5	11,5	10,5	10,0
Низинные болота: большие массивы при отсутствии адвекции тепла	12,0	12,0	12,5	12,5	12,0	10,5	9,0
Пойменные болота под сенокосами при наличии адвекции тепла	13,5	13,0	13,5	11,5	11,5	10,5	9,0

Радиационный баланс  $R$  и эффективное излучение  $l$  вычисляются по формулам

$$R = Q(1 - a) - l, \quad (256)$$

$$l = l_0(1 - cn) + \Delta l, \quad (257)$$

где  $Q$  – средняя многолетняя месячная величина суммарной солнечной радиации, ккал/см<sup>2</sup>.мес;  $a$  – альbedo поверхности болота в долях

единицы (табл. 59).  $l_0$  – эффективное излучение безоблачного неба, ккал/см<sup>2</sup>.мес; зависит от средних многолетних месячных значений упругости водяного пара  $e$  и температуры  $t$ .

В таблице 60 даны для ознакомления с порядком величин выборочные значения.

Таблица 59

**Среднее значение альbedo поверхности болота, доли единицы**

Тип болота	Месяцы						
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Верховое	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,18
Низинное	0,10*	0,17	0,20	0,20	0,20	0,18	0,16

Примечание: \* Принимается близким к альbedo воды, так как в апреле вода, как правило, стоит выше поверхности земли.

Таблица 60

**Эффективное излучение при безоблачном небе  $l_0$ , ккал/см<sup>2</sup>.мес**

t °C	e мб				
	1	5	10	15	20
40	8,5	7,8	7,0	6,1	5,3
36	7,9	7,5	6,8	5,9	5,1
32	7,7	7,1	6,3	5,6	4,8
26	7,1	6,6	5,9	5,1	4,4
20	6,5	6,0	5,4	4,7	4,0
14	6,0	5,5	4,9	–	–
8	5,5	5,1	4,6	–	–
0	4,9	4,5	–	–	–

Облачный коэффициент  $c$  зависит от широты места расположения болотного массива, его значения следующие:

$\varphi^\circ$	75	70	65	60	55	50
$c$	0,82	0,80	0,78	0,76	0,74	0,72

Входящая в формулу (257) поправка к эффективному излучению на разность температур  $\Delta l$  принимается в зависимости от температуры воздуха и типа болота (табл. 61).

Таблица 61

**Поправки к эффективному излучению для верховых болот  $\Delta I$ , ккал/см<sup>2</sup>.мес.**

Температура воздуха	Месяцы						
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Верховое болото							
-5	0	-	-	-	-	-	-0,2
0	0	0,2	0,4	0,4	0,2	0	-0,2
5-15	0	0,3	0,4	0,4	0,2	0	-0,3
20-25	0	0,3	0,5	0,5	0,2	0	-0,3
Низинное болото							
0	0,1	0,5	0,5	0,4	0,3	0,1	-0,1
5-10	0,1	0,5	0,6	0,4	0,4	0,1	-0,1
15	0,2	0,5	0,6	0,5	0,4	0,1	-0,1
20-25	0,2	0,5	0,6	0,5	0,4	0,1	-0,1

Изложенный метод разработан, как было отмечено выше, для определения испарения с низинных болот и сфагново-кустарничковых микроландшафтов верховых болот, для перехода к грядово-мочажинным ландшафтам, полученные значения умножаются на поправочные коэффициенты, учитывающие влияние мочажин, которые испаряют больше чем гряды (табл. 62).

Таблица 62

**Поправочные коэффициенты для грядово-мочажинного микроландшафта**

Превышение гряд над мочажинами, см	Доля площади микроландшафтов, занятая грядами						
	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2
15	1,01	1,01	1,01	1,02	1,02	1,02	1,02
20	1,03	1,05	1,07	1,09	1,11	1,12	1,14
25	1,05	1,08	1,10	1,12	1,15	1,17	1,12
30	1,08	1,12	1,16	1,19	1,23	1,27	1,31
35	1,11	1,17	1,22	1,28	1,34	1,39	1,45
40	1,16	1,24	1,31	1,39	1,47	1,55	1,63

При пересчете испарения со сфагново-кустарничкового микроландшафта на испарение с верхового болота при разной степени покрытия его лишайником, используется поправочный коэффициент, значения которого следующие:

Площадь, занятая лишайником, %	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Коэффициент	1,00	0,91	0,83	0,75	0,68	0,63	0,58	0,54	0,52	0,48	0,46

Испарение по методу теплового баланса рассчитывается за декаду по значениям, измеренным за отдельные сроки наблюдений, по уравнению

$$E_c = 3 \left( E_1 + E_7 + E_{10} + E_{13} + E_{16} + E_{19} + E'_1 + \frac{E_7 + E_{19}}{2} \right), \quad (258)$$

где  $E_c$  – средняя за декаду величина испарения, мм/сут, сумма испарения за декаду

$$E_d = nE_c, \quad (259)$$

где  $E_d$  – в мм,  $E_1$  и  $E'_1$  – испарение (мм/ч) в часовой срок данных и последующих суток;  $E_7, E_{10}, E_{13}, E_{16}, E_{19}$  – испарение (мм/ч) для сроков 7, 10, 13, 16 и 19 часов;  $n$  – число суток в декаде.

Для расчёта испарения с сельскохозяйственных полей, занятых растительностью высотой больше 20 см, используется та же методика. Единственное отличие заключается в высоте подвески приборов (психрометров и анемометров) для измерения градиентов температуры  $\Delta t$  и влажности воздуха  $\Delta e$ . По мере роста растений они перемещаются примерно на 2/3 их высоты. Вместо стандартной высоты 0,5 и 2,0 м приборы поднимают, в зависимости от средней высоты растений, на высоту соответственно 0,65 м и 2,15 м при высоте растений 20 см, на 0,9 м и 2,40 м при 60 см, на 1,15 м и 2,65 м при высоте растений 100 см.

Интересные результаты получены Ю.В. Карпечко (2004 г.) в условиях Карелии, изучавшим испарение в хвойном лесу и на поле. На рис. 111 и 112 приведены кривые связи испарения с сосняка сфагнового и сосняка брусничного в зависимости от возраста леса. На первом болоте во все годы испарение с возрастом леса возрастает, на сосняке брусничнике максимальное испарение наблюдается в лесах 40–50-летнего возраста.

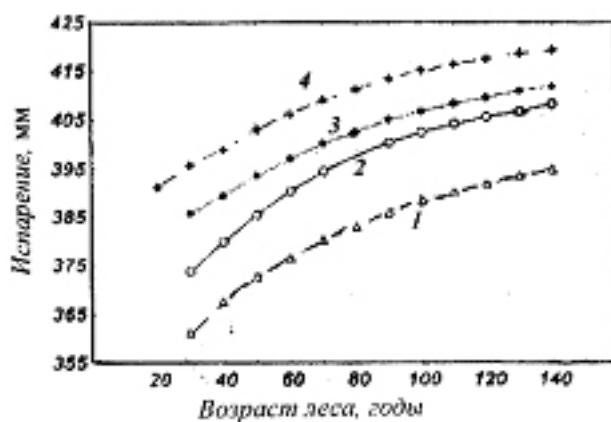


Рис. 111. Испарение с сосняка сфагнового (Va класс бонитета) при среднегодовой температуре: 1.4°C (1), 2.4°C (2), 3.4°C (3), 4.4°C (4)

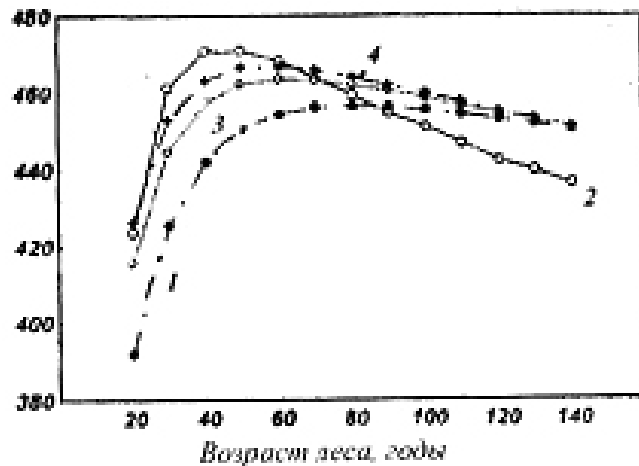


Рис. 112. Испарение с сосняка брусничного (III класс бонитета) при среднегодовой температуре: 1.4°C (1), 2.4°C (2), 3.4°C (3), 4.4°C (4)

Следует отметить, что испарение с лесопокрытых земель высокобонитетных лесов больше, чем с болот за счёт различия в радиационном балансе, чем с неосушенных болот. Это ведет к изменению водного режима и речного стока.

Для расчёта испарения со сфагновых неосушенных болот В.В. Романовым предложена формула

$$E = \alpha R_0 + c, \quad (260)$$

где  $E$  – слой испарения;  $R_0$  – радиационный баланс;  $\alpha$  – коэффициент, зависящий от уровня грунтовых вод и типа болотного микроландшафта,  $c$  – величина испарения при  $R_0 = 0$  (когда испарение идёт за счёт адвективного тепла или запаса его в грунте). Последующие исследования позволили уточнить связь коэффициента  $\alpha$  с глубиной залегания грунтовых вод.

### 9.2.2. Метод водного баланса

Использование метода водного баланса для расчета суммарного испарения предопределяет необходимость измерения в натуре всех входящих в уравнение водного баланса элементов.

Гидрологами–болотоведами установлено, что ни одну из составляющих водного баланса верховых болот пока нельзя вычислять независимо от других, а можно лишь путем совместного решения уравнений стока, испарения и изменения запаса воды (уровня грунтовых вод).

Для расчёта водного баланса верховых болот требуются только метеорологические данные. Расчет испарения по водному балансу выполняется с использованием формул В.В. Романова последовательно

по пентадам. В таблице для примера приведен расчёт для периодов май–сентябрь месяцы двух лет – сухого 1950 г. и влажного 1951 г.

Элементы баланса, мм	Годы	
	1950	1951
Осадки	299,4	243,1
Сток с центральной части	160,6	63,1
Сток с выпуклой части	127,5	42,0
Изменение запасов влаги в центральной части	-24,3	-78,0
Тоже с выпуклой части	-6,7	-76,6
Испарение:		
– с центральной части	163,2	258,0
– с грядово-мочажинного комплекса	188,5	299,0
– с выпуклой части	178,6	278,0
– с мочажин	–	342,0
– с крайков	–	385,0

Для проверки метода произведен В.В. Романовым расчёт уровней грунтовых вод, результаты приведены на рис. 113 и 114.

Как видно из рисунков, вычисленный ход уровней грунтовых вод подобен наблюдаемому, отклонения кривых укладываются в пределы ошибки по определению элементов водного баланса, *это свидетельствует о том, что как вычисление испарения по радиационному балансу, так и стока по методу фильтрационных характеристик даёт надёжные результаты за периоды в несколько месяцев.*

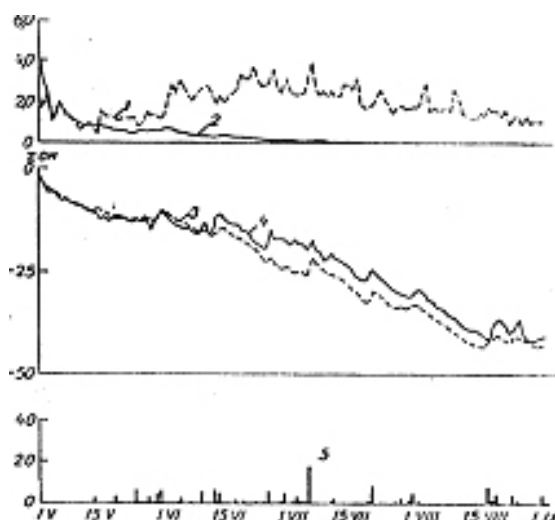


Рис. 113. Испарение и другие элементы водного баланса болотного массива Ламмин–Суо, вычисленные по уравнению (сухой год):  
 1 – испарение; 2 – сток; 3 – уровень грунтовой воды (вычисленный);  
 4 – уровень грунтовой воды (наблюденный); 5 – осадки

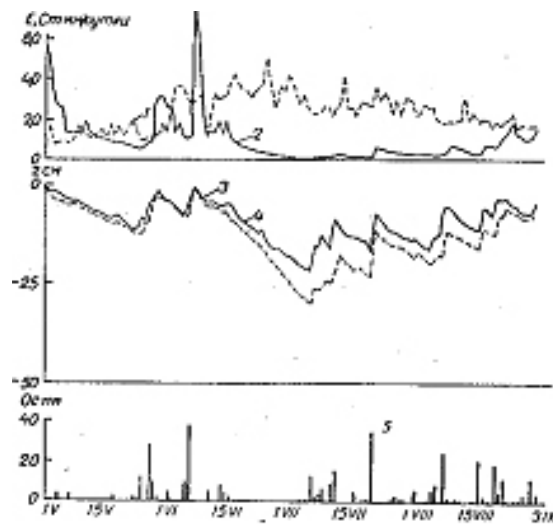


Рис. 114. Ход испарения и другие элементы водного баланса болотного массива Ламмин-Суо (влажный год): 1 – испарение; 2 – сток; 3 – уровень грунтовой воды (вычисленный); 4 – уровень грунтовой воды (наблюденный); 5 – осадки

Величина испарения со сфагновиков кустарничковых в мае–июне зависит от радиационного баланса и мало зависит от количества выпадающих осадков, поскольку еще используются весенние запасы воды.

Ход уровня грунтовых вод в годы с различным количеством и распределением осадков различен. Во влажные годы уровень не падает ниже –30 см, причем падение уровня прекращается в конце июня–июля, в зависимости от распределения осадков. В сухие годы падение уровня продолжается до середины–конца августа, глубина уровня может достигать до 50–55 см от поверхности. При такой глубине грунтовой воды не только кустарники, но и сфагновый мох будут весьма слабо обеспечены влагой.

Поскольку ход уровня на всех микроландшафтах верховых болот синхронен, соотношение испарения с этих микроландшафтов в среднем остается постоянным.

Когда часть растений попадает в условия своеобразной засухи, а следовательно, резко снижает величину транспирации, суммарное испарение будет также уменьшаться, а кривая зависимости интенсивности испарения от глубины залегания грунтовой воды будет иметь резкий перегиб. Так, на фусковых подушках в центральных частях выпуклых болот корни болотных кустарничков не распространяются глубже 10–15 см от поверхности очеса. Высота капиллярного поднятия в этих местах около 20 см. Соответственно отрыв верхней границы капиллярной зоны от корнеобитаемого слоя должен происходить при понижении уровня грунтовой воды на 30–35 см от поверхности

очеса. Резкое уменьшение испарения начинается при понижении уровня ниже 45 см от поверхности очеса. Возможно, что отдельные корни кустарничков проникают несколько глубже.

Из-за трудностей определения с необходимой точностью некоторых элементов баланса и, прежде всего, влагозапасов почвы по площади поля, поверхностного стока и водообмена почвы с нижележащими слоями зоны аэрации и с грунтовыми водами, полное уравнение используется редко.

Уравнение водного баланса применяется для измерения трудно определяемых величин водообмена, грунтового питания почвы и растительности на ограниченных по размерам монолитов почвы, заключенных в лизиметры и испарители.

Уравнение водного баланса используется для расчета испарения с элементов грядово-мочажинного комплекса. Определив по вышеприведенной формуле (глава 6), испарение в грядово-мочажинном комплексе с центральной части, где положительные элементы занимают 80–90% площади, рассчитывают испарение с мочажин

$$E_{\text{м}} = \frac{E_{\text{г}} - aE_{\text{ц}}}{1 - a}, \quad (261)$$

где  $E_{\text{м}}$  – испарение с мочажин;  $E_{\text{г}}$  – испарение с грядово-мочажинного комплекса;  $E_{\text{ц}}$  – испарение с центральной части массива;  $a$  – доля площади грядово-мочажинного комплекса, занятая грядами.

Испарение с плоских окраек болота вычисляется по формуле

$$E_{\text{ок}} = P + C_{\text{в.ч}} - C_{\text{з.с}} - \Delta W_0, \quad (262)$$

где  $E_{\text{ок}}$  – испарение с окраек болота;  $P$  – осадки;  $C_{\text{з.с}}$  – сток в замыкающем створе всего бассейна;  $C_{\text{в.ч}}$  – сток с выпуклой части массива;  $\Delta W_0$  – изменение запасов влаги на окрайках массива, вычисленное по понижениям уровня грунтовых вод, таблицам и кривым водоотдачи.

Плоские переходно-низинные окрайки верховых болот не только трансформируют во времени сток с центральных частей массива, но и испаряют значительное количество воды, стекающей с выпуклой шапки массива. Находит подтверждение и получает количественное обоснование утверждение о том, что низинные болота испаряют воду в значительно больших количествах, чем верховые.

Многолетние исследования В.В. Романова с использованием материалов болотных станций позволили сделать следующие выводы с части испарения:

1. Нормы испарения с различных болотных микроландшафтов в Северо-Западном регионе колеблются от 94% (сфагновики кустарничковые)



до 113% (низинные болота) величины испарения с незаболоченных частей речных бассейнов. В Полесье величина испарения с низинных болот близка к величине испарения с незаболоченных территорий.

2. Нормы испарения с осушенных болот под яровыми культурами практически не отличаются от норм испарения с неосушенных низинных болот и на 5–7% превышают нормы испарения с верховых болот (в целом с массивов). Поэтому при осушении низинных болот годовая норма стока не изменится, а при осушении верховых болот – уменьшится на 3–13%.

4. В условиях постоянной годовой нормы при осушении низинных болот происходит значительное внутригодовое перераспределение испарения. В апреле-мае испарение в тех же районах уменьшается в среднем на 40–65%. Соответственно весенний сброс воды с осушенных болот значительно превышает сток с болот неосушенных. В летние месяцы (июнь-август) испарение с осушенных болот значительно (на 5–40%) превышает испарение с неосушенных. Выпадающие в средний по водности год летние осадки далеко не покрывают расход воды на испарение. В целом за сезон величина испарения и стока определяется количеством осадков (для испарения коэффициент корреляции +0,89, для стока +0,91).

Суммарное испарение с неосушенных верховых массивов за вегетационный сезон может достигать величины испарения с осушенных болот в годы избыточно влажные, особенно при большом количестве осадков в июле и августе. В засушливые годы испарение с осушенных болот может превышать испарение с верховых массивов на 20–38%.

При осушении верховых болот в годы избыточно влажные составляющие водного баланса не будут меняться, произойдет лишь небольшое перераспределение стока – увеличение его в весенние месяцы. В резко засушливые годы испарение с осушенных болот будет превышать испарение с неосушенных верховых болот на 30–40%, а величины годового стока с осушенных болот будут ниже стока с неосушенных на 100–110 мм.

### 9.2.3. Тепловоднобалансовый метод

Этот метод в разных модификациях предложено использовать рядом авторов для измерения месячных сумм испарения.

По формуле С.И. Харченко (1968 г.)

$$E = \beta E_o \frac{\omega_1 + \omega_2}{2\gamma}, \quad (263)$$

где  $E$  и  $E_o$  соответственно испарение и испаряемость, мм/мес.;  $\beta$  – параметр, учитывающий фазы развития растений;  $\omega_1$  и  $\omega_2$  – запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы в начале и конце расчётного месяца, мм;  $\gamma$  – свободная пористость слоя почвы,  $\gamma = \omega_{нв} - \omega_{вз}$ ,  $\omega_{нв}$  и  $\omega_{вз}$  – запасы влаги в метровом слое почвы соответственно при наименьшей влагоёмкости и влажности завядания.

Запасы продуктивной влаги для конца расчётного месяца вычисляются по формуле

$$\omega_2 = \frac{\omega_1(1 - \beta E_o / 2\gamma) + P + M + K}{(1 + \beta E_o / 2\gamma)}, \quad (264)$$

где  $P$  – месячная сумма осадков, мм;  $M$  – оросительная вода, поступившая на поле, мм;  $K$  – подток грунтовых вод в зону аэрации, мм.

Коэффициент  $\beta$  в формуле зависит от фаз развития культур, для многолетних трав, зерновых и пропашных культур его значения следующие:

Период до посева	– 0,80
До восходов	– 0,90
Всходы	– 0,98
Кущения	– 1,08
Выход в трубку, бутонизация	– 1,20
Цветение	– 1,18
Созревание	– 1,00.

Использование этого метода возможно при наличии большого объёма метеорологической информации и сведений о почвах. Применение метода описано в работах [33, 38].

#### 9.2.4. Метод турбулентной диффузии

Интенсивность влагообмена и теплообмена между поверхностью и атмосферой зависит от интенсивности турбулентного перемешивания и распределения влаги и тепла с высотой.

Непрерывное и беспорядочное (хаотическое) перемещение вихрей в приземном слое воздуха под влиянием неравномерного нагревания и шероховатости поверхности почвы, изменения температуры и скорости ветра с высотой обуславливает турбулентное перемешивание, которое количественно характеризуется коэффициентом перемешивания  $K_1$ .

Для практических расчётов целесообразно использовать полную таблицу, содержащуюся в «Рекомендациях» [49].

**Значения коэффициента турбулентности  $K_1$  на высоте 1 м от поверхности ( $\text{м}^2/\text{с}$ )  
в зависимости от разности температуры воздуха  $\Delta t$   
и скорости ветра  $\Delta u$  на двух уровнях**

$\Delta t, ^\circ\text{C}$	$\Delta u, \text{м/с}$			
	0,5	1,5	2,5	3,5
-2,0	0,00	0,06	0,15	0,24
-1,6	0,01	0,07	0,16	0,25
-1,1	0,01	0,08	0,17	0,27
-0,6	0,01	0,09	0,19	0,29
0,0	0,05	0,16	0,26	0,36
0,5	0,10	0,20	0,30	0,40
1,0	0,14	0,22	0,32	0,42
1,5	0,17	0,23	0,33	0,44
2,0	0,19	0,25	0,34	0,44

Распространен в зоне избыточного и достаточного увлажнения метод А.Р. Константинова для расчёта испарения, основанный на связи оттока водяного пара от испаряющей поверхности. Имеются карты изолиний суммарного испарения для территории страны.

### 9.2.5. Использование карт и схем для расчёта испарения

Испарение с болот при водохозяйственных расчётах учитывается как сумма испарения за вегетационный и холодный период года. На рисунке 115 даны изолинии для определения испарения за периоды вегетации для болотных микроландшафтов.

Для болот, занятых лесными микроландшафтами, испарение принимается на 10% больше, для сильно обводненных грядово-мочажинных и грядово-озерковых комплексов на 15 и 20% больше, чем величина испарения, снятая с карты.

Расчёт испарения с грядово-мочажинных и грядово-озерковых комплексов различной обводненности ведётся по зависимости:

$$E = E_k K, \quad (265)$$

где  $E_k$  – значение испарения, снятое с карты (рис. 115);  $K$  – переходный коэффициент, определяемый по табл. 64.

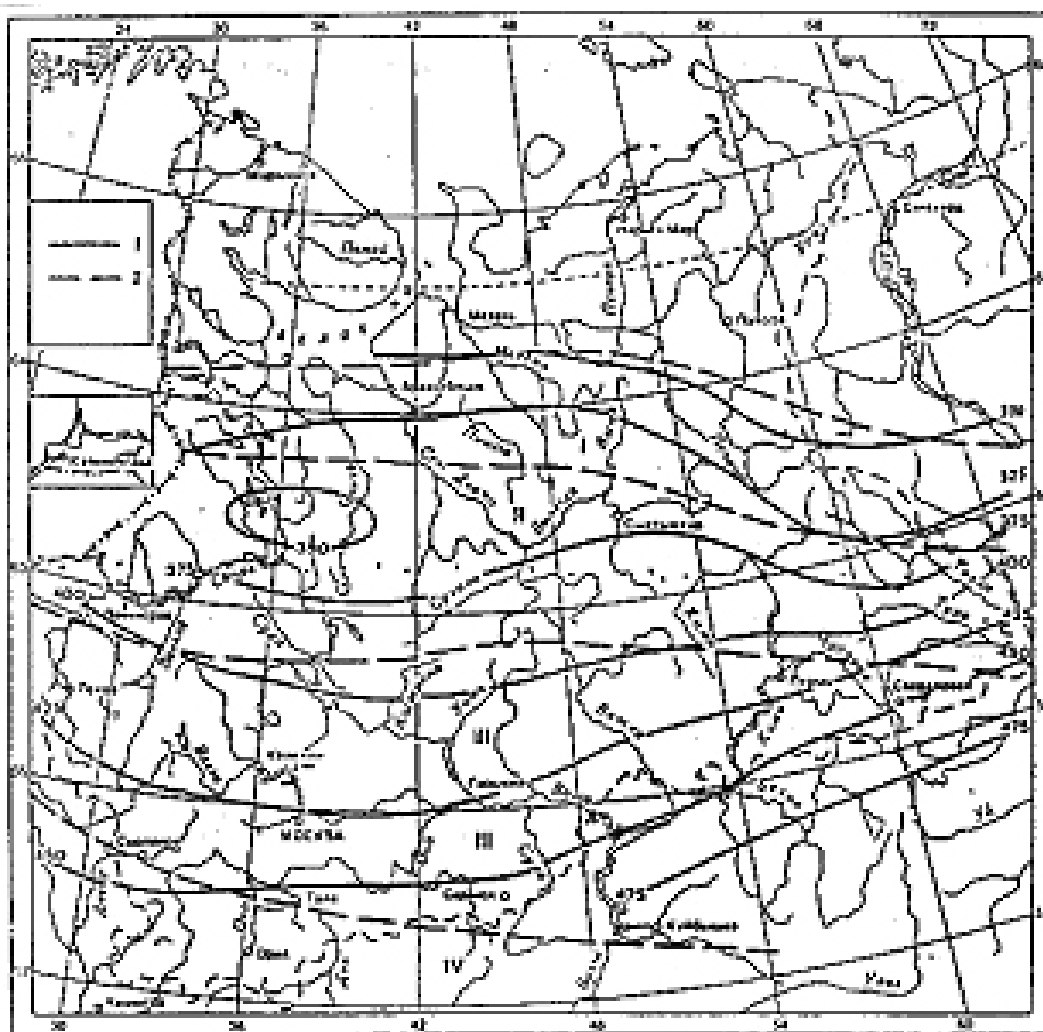


Рис. 115. Средние многолетние суммы испарения за вегетационный период с верховых болот Нечерноземной зоны РФ, мм: 1 – изолинии испарения; 2 – границы районов (I–IV) одинаковой продолжительности вегетационного периода

Таблица 64

**Значения коэффициента  $K$  в формуле (265)**

Болотные комплексы микрорландшафты	Соотношение площадей гряд $F_{Г}$ , мочажин $F_{М}$ , озерков $F_{Оз}$	$K$ (лишайник занимает менее 25% площади гряды)
Грядово-мочажинный	При $F_{Г} \geq F_{М}$	1,2
Грядово-мочажинный	При $F_{Г} < F_{М}$	1,3
Грядово-мочажинно-озерковый	При $F_{Г} = F_{Оз} + F_{М}$	1,3
Грядово-мочажинно-озерковый	При $F_{Г} < F_{Оз} + F_{М}$	1,4

Примечание: Если лишайник занимает более 25% площади гряд, коэффициент  $K$  снижается на 0,1.

В таблице 65 приведены величины испарения за вегетационный период в годы различной обеспеченности.

Таблица 65

**Испарение с болот различной обеспеченности за вегетационный сезон  
в зависимости от среднего многолетнего испарения за этот же период**

Среднее многолетнее испарение, мм	Обеспеченность, %							
	5	10	20	25	75	80	90	95
350	390	381	370	366	333	329	318	310
400	445	435	423	418	381	376	364	355
450	501	490	476	471	428	423	410	399
500	556	544	528	523	476	470	455	444
550	612	598	581	575	524	517	500	488
600	668	653	634	628	571	564	546	532

Таблица 66

**Среднее испарение с болот за холодный период года  
и продолжительность вегетационного периода  
для разных районов Нечерноземной зоны России**

Номер района по рис. 115	Декады вегетационного периода		Испарение за холодный период года, мм
	начало	конец	
I	2 декада мая	3 декада сентября	70
II	1 декада мая	3 декада сентября	65
IIIa	3 декада апреля	1 декада октября	60
IIIб	3 декада апреля	1 декада октября	55
IV	2 декада апреля	2 декада октября	50

В таблице 66 приведены значения испарения с болот за холодный период года для разных районов.

**9.2.6. Эмпирические методы и опытные данные**

Сложность и трудоёмкость наблюдений за элементами водного и теплового баланса заставляет искать более простые, хотя и менее точные методы, а также применять региональные эмпирические формулы. Наиболее распространены формулы, основанные на связи водопотребления с температурой и влажностью воздуха. Согласно данным С.М. Алпатьева (1967), коэффициент корреляции между испарением и дефицитом влажности воздуха составляет 0,88–0,89, а между испарением и температурой воздуха – 0,65–0,76.

**Связь водопотребления с урожаем.** Фактическое водопотребление за конкретные годы при изменчивости метеорологических условий и режима увлажнения почвы зависит от биологических особенностей

культур, сроков посева, мощности почвенного слоя и глубины проникновения корневой системы.

Требования растений к водному режиму почвы по мере их роста и развития изменяются (рис. 116). Поэтому более правильно использовать не средние за вегетацию коэффициенты водопотребления, а переменные по фазам развития растений.

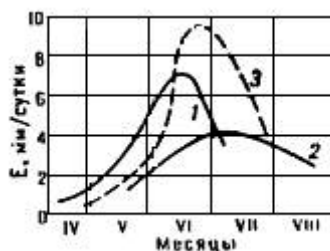


Рис. 116. Биологические кривые водопотребления:  
1 и 2 – яровая пшеница (разные районы); 3 – просо (по И.Г. Мушкину)

Величину суммарного испарения  $E_c$  приближенно можно определить, используя данные о коэффициентах водопотребления – расходах влаги ( $m^3$ ) на формирование единицы продукции (ц, т):

$$E_c = K_B U.$$

Водопотребление растений с ростом урожайности повышается, хотя удельные расходы воды (на единицу продукции) при этом уменьшаются. На рисунке 117 в качестве примера приведены кривые связи  $K_B = f(U)$  для культур, выращиваемых на торфяных почвах в условиях Московской области.

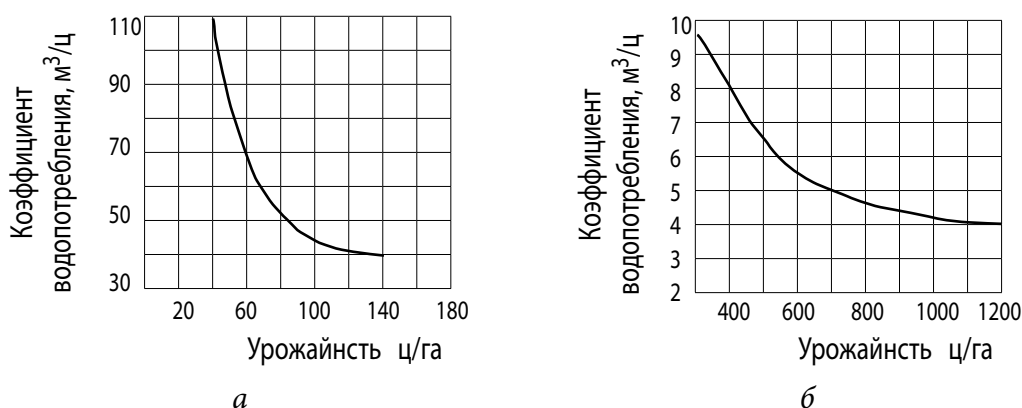


Рис. 117. Кривые зависимости коэффициентов водопотребления от урожайности культур: а – травы; б – капуста

Влияние многих факторов (метеорологические условия, водно-физические свойства и степень увлажненности почв, агротехника,

урожайность и т.д.) обуславливает значительные колебания водопотребления по годам, однако характер связи – уменьшение  $K_B$  с ростом  $U$  сохраняется.

Коэффициенты водопотребления изменяются на торфяных почвах при нормальном осушении от 0,4–0,8 т/га (кукуруза) до 1,3–3,3 т/га (картофель) и для трав 2,1–6,6 т/га.

Внесение больших доз удобрений одновременно с ростом урожайности ведет к более экономному расходованию воды.

Многочисленные опыты, проведенные в центральной нечерноземной зоне, показывают, что повышение урожайности в 2–3 раза с ростом интенсификации земледелия вызывает увеличение расхода влаги на 80–150 мм, то есть всего на 20–50%.

В условиях оптимального увлажнения почвы, обеспечиваемого с помощью осушительно-увлажнительных систем, когда потребности растений в воде не лимитируются почвой, водопотребление является функцией только биологических особенностей культур и климата.

**Биоклиматический метод.** Для определения водопотребления сельскохозяйственных культур широкое распространение получил биоклиматический метод, разработанный А.М. и С.М. Алпатьевыми. Он основан на связи суммарного испарения с дефицитом влажности воздуха и биологическими особенностями растений. Величина суммарного испарения (мм) определяется по формуле

$$E = \kappa \Sigma d, \quad (266)$$

где  $\Sigma d$  – сумма среднесуточных значений дефицитов влажности воздуха за расчетный период (обычно декаду) на высоте 2 м; мб;  $\kappa$  – биоклиматический коэффициент, зависящий от культуры и фазы ее развития.

Биоклиматические коэффициенты разнятся для одной и той же культуры по географическим зонам (к югу их значение несколько убывает), по почвам; значения их варьируют по годам в зависимости от обеспеченности года теплом и осадками.

В соответствии с рекомендациями С.И. Харченко (1976), биоклиматические коэффициенты принимают в зависимости от суммы средних суточных температур за декаду  $\Sigma t$ , приведенных к 12-часовой продолжительности дня  $\Sigma t_{пр}$  за период от массовых всходов до конца расчетного периода. При этом используется коэффициент, зависящий от широты местности. По исследованиям многих авторов, средние за вегетационный период биоклиматические коэффициенты культур на торфяных почвах составляют: для картофеля 0,45, подсолнечника 0,49, овса 0,72, многолетних трав 0,75.

Декадные значения биоклиматических коэффициентов многолетних трав на торфяных почвах (средние за четыре года):

Декады	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	0,24	0,40	0,54	0,68	0,80	0,94	1,04	1,06	0,98
Декады	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	0,78	0,73	0,87	0,94	0,89	0,81	0,69	0,68	0,50

Водопотребление многолетних трав постепенно нарастает с апреля до конца июня, что связано с интенсивным развитием зелёной массы. После первого укоса относительное водопотребление падает почти в 1,5 раза, а в августе снова восстанавливается. На рисунке 118 приведена биологическая кривая водопотребления, на которой четко выражены два укоса. Среднее за вегетацию значение  $k$  составило 0,75. Величина  $k$  зависит от вида трав. На орошаемом культурном пастбище в Подмосковье, по данным Б.И. Короткова и др., биоклиматические коэффициенты составили 1,18 и 1,02.

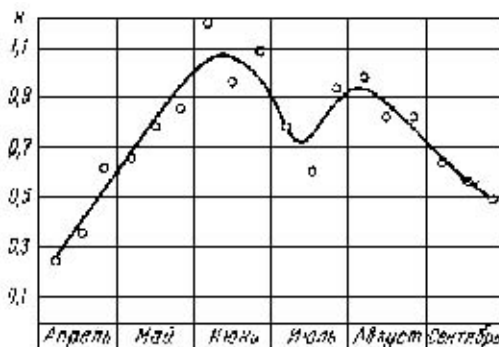


Рис. 118. Биологическая кривая водопотребления многолетних трав на торфяной почве на болоте Щеголево в Смоленской области (средняя за четыре года)

В таблице 67 приведены значения биологических коэффициентов для пастбищ по циклам стравливания.

Таблица 67

**Биологические коэффициенты для пастбищ по циклам стравливания**

Цикл	Время стравливания	$k$
1	с 20–28/IV по 24–28/V	0,46
2	с 24–28/V по 20–24/VI	0,54
3	с 20–24/VI по 20–24/VII	0,59
4	с 20–24/VII по 20–24/VIII	0,54
5	с 20–24/VIII по 25–30/IX	0,54



Биоклиматические коэффициенты (БК) в сглаженной форме повторяют зависимость урожая от глубины залегания уровней грунтовых вод: с понижением уровней грунтовых вод ниже оптимальных глубин (норм осушения) значения к уменьшаются. Так, при понижении грунтовых вод до 120–150 см коэффициенты водопотребления овса уменьшились на 30–45% по сравнению с  $H_{\Gamma} = 80$  см.

Многолетние исследования на болотах Мещёры позволили определить по декадам конкретных лет значения биоклиматических коэффициентов для ряда культур от посева до уборки по декадам. Значения биоклиматических коэффициентов изменяются в широких пределах, отмечается их рост до максимальных значений и последующее понижение. У картофеля они увеличиваются от посадки до периода бутонизации (в среднем шестая декада), затем при увядании ботвы уменьшаются. Овес же в середине вегетационного периода требует значительно больше воды, чем картофель. Максимальные декадные значения БК в среднем за три года составили: для картофеля – 0,85, для овса – 1,24, подсолнечника – 0,66. Средние за вегетационный период (10 декад) биоклиматические коэффициенты для картофеля – 0,45, овса – 0,72, подсолнечника – 0,49. На величину биоклиматических коэффициентов, как и на урожай, оказывает влияние глубина залегания грунтовых вод. Используют в практике значения, полученные при нормальном осушении, т.е. при оптимальном уровне грунтовых вод.

**Эмпирические формулы** для определения суммарного испарения с поверхности почвы находят применение в практике использования болот. Формула А.Н. Костякова:

$$E_c = Kt \left( 1 - \frac{a}{100} \right) \text{ мм/сут,} \quad (267)$$

где  $t$  – температура воздуха за период,  $a$  – среднесуточная относительная влажность;  $K$  – коэффициент, зависящий от состояния поверхности почвы и силы ветра (0,6–1,1).

В формуле Костякова коэффициент  $K$  на торфяных почвах зависит от глубины залегания уровня грунтовых вод (при  $H = 0,5; 1,0; 1,5$  соответственно 1,05; 0,35 и 0,1).

По материалам исследований на низинных болотах получены формулы К.Я. Кожанова и А.И. Ивицкого.

Формула К.Я. Кожанова

$$E = A(d - 0,35), \quad (268)$$

где  $d$  – средний за период дефицит воздуха, мм;  $A$  – коэффициент, определяемый в зависимости от скорости ветра, атмосферного давления

и глубины грунтовых вод. По результатам опытов в Мещерской низменности, его значение почти совпадает с коэффициентом  $K$  в формуле А.Н. Костякова.

В зарубежной практике широко применяют формулу Блейни-Кридла (США)

$$E_c = 25,4 \frac{Kn(1,8t + 32)}{100}, \quad (269)$$

где  $E_c$  – месячная норма водопотребления, мм;  $n$  – продолжительность часов дневного времени, % от годовой их суммы (в зависимости от широты местности и месяца);  $t$  – среднемесячная температура воздуха, °С;  $K$  – биологический коэффициент водопотребления культуры (0,6–1,2).

Используются также формулы Тюрка, Пенмена и др.

Существующие методы и формулы позволяют с достаточной точностью определять водопотребление культур для конкретных лет в зависимости от прогноза погоды.

**Использование испаряемости.** Как установлено исследованиями А.М. Алпатьева (1954), отношение расхода воды растениями (водопотребление  $E$ ) к испаряемости  $E_0$  в условиях оптимального увлажнения почвы весьма устойчиво для каждой культуры (ячмень – 0,91, картофель – 0,97, капуста – 1,03, подсолнечник – 0,94 и т.д.). На осушаемых торфяных почвах получены близкие значения: для подсолнечника 0,93, для картофеля 0,90. Водопотребление капусты, картофеля и трав на торфяных почвах близко к испаряемости; в условиях Украины для картофеля отношение  $E/E_0 = 0,85 \div 0,91$ , причем тем меньше, чем глубже залегают уровни грунтовых вод (при  $H = 0,7 \div 1,2$  м составляет 0,74).

Испаряемость ранее принималась равной испарению с водной поверхности. Однако, исследования показали, что она превышает последнюю. Для определения испаряемости предложен ряд расчетных уравнений. В отечественной практике применяют в основном следующие формулы.

Формула Н.Н. Иванова:

$$E_0 = 0,0018 (25 + t)^2 (100 - \alpha) \quad (270)$$

где  $E_0$  – испаряемость за месяц, мм;  $t$  – средняя месячная температура воздуха, °С;  $\alpha$  – средняя месячная относительная влажность воздуха, %. Показатель косвенно учитывает и влияние ветра.

Испаряемость для болот может быть подсчитана через радиационный баланс  $R$  по формуле

$$E_0 = \alpha_0 R, \quad (271)$$

где  $\alpha_0$  – коэффициент пропорциональности, учитывающий состояние поверхности (табл. 68).

Месячные значения коэффициентов  $\alpha_0$  мм·см<sup>2</sup>/ккал

Тип микроландшафта	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Верховые болота сфагново-кустарничковые	9,5	9,5	11,5	11,5	11,5	10,5	10,0
Низинные болота, большие массивы	12,0	12,0	12,5	12,5	12,0	10,5	9,0

По формуле М.И. Будыко максимальное значение  $E_o^M = \frac{R}{L}$ .

Для определения удельной теплоты испарения  $L$  предложена формула

$$L = 597 - 0,57t_{\text{ср.}},$$

где  $t_{\text{ср.}}$  – средняя температура воздуха за время расчёта  $R$ , °С. Величина  $E_o^M$  определяется по картам изолиний. Для Европейской территории РФ она изменяется от 480 до 760 мм, для района Москвы составляет около 700 мм.

Для определения максимально возможного среднегодового испарения  $E_m$  (мм) за год используется формула В.С. Мезенцева и И.В. Карнацевича:

$$E_o = 306 + 0,20\Sigma t_{10}, \quad (272)$$

где  $\Sigma t_{10}$  – сумма среднесуточных температур воздуха выше 10°С.

**Опытные данные.** Приведенные выше эмпирические формулы получены по опытными данным; выделен этот подраздел искусственно с учётом того, что процесс исследований непрерывен и многие результаты не доведены до широких обобщений. Они (по крайней мере, большинство из них) представляют несомненный научный и практический интерес, особенно для регионов, в которых они получены.

Опытные данные свидетельствуют о значительном испарении с травяных и лесных болот, покрытых растительностью, имеющей большую транспирацию, где уровень грунтовых вод стоит выше поверхности или у самой поверхности болота в течение большей части лета.

В моховых болотах испарение происходит как с самой их поверхности, так и за счёт транспирации и величина его зависит главным образом от высоты стояния уровня грунтовых вод. При высоком уровне на болотах отмечается максимальное испарение. При падении уровня грунтовых вод ниже расположения корней мхов и кустарниковой растительности транспирация резко уменьшается. Также резко в это время снижается испарение вследствие постепенного ослабления капиллярного подтока воды к поверхности болота. При дальнейшем снижении уровня грунтовых вод капиллярный подток прекращается

и почва начинает просыхать. Верхний слой сфагновых мхов и осушенных торфяников при многократных обработках почвы выполняют функции ограничителя испарения.

По данным В.В. Романова, испарение с осушаемых болот занятых яровыми культурами, практически не отличается от испарения с неосушенных низинных болот и лишь на 3,0% превышает испарение с верховых болотных массивов в целом. В мае испарение с осушенных болот всегда значительно меньше, чем с верховых болотных массивов, причем колебания его незначительны (от 67 до 73%). В июне, июле и августе испарение с осушенных болот всегда больше, чем с верховых массивов. В резко засушливые годы это превышение достигает: в июне 31%, в июле 70% и августе 84%. В избыточно влажные годы испарение с осушенных болот лишь незначительно превышает испарение с неосушенных верховых массивов: в июне на 3–4%, июле на 6–7%, августе на 3–4%.

По данным В.Ф. Шебеко, в условиях среднего по тепловым ресурсам года в условиях Белоруссии урожай, ограничивающий увеличение водопотребления составляет для многолетних трав 10 т/га сена, для овса 4 т/га зерна, кукурузы 60 т/га зелёной массы и картофеля 2,5 т/га клубней.

Суммарное испарение по декадам и месяцам определяется метеорологическими условиями, видом растительности и фазами её развития. Наиболее равномерно водопотребление на торфяной почве с травами, которые потребляют много воды в течение всего периода вегетации, наблюдается снижение потребления воды лишь после укосов травостоя. Яровые зерновые расходуют 45–65% общего количества влаги на испарение в мае–июне или июне–июле в зависимости от условий года. Кукуруза за июнь–август расходует 60–80% влаги от общего испарения за апрель–октябрь. Картофель потребляет 70–75% влаги в июне–августе, капуста и свекла в июле–августе испаряет половину всей влаги от суммы за май–сентябрь.

Установлены довольно тесные корреляционные связи (коэффициент корреляции 0,75–0,95) между испарением и радиационным балансом, а также между испарением и температурой воздуха для отдельных регионов. На рисунке 119 приведены графики колебания радиационного баланса, суммарного испарения, температуры и дефицита влажности воздуха за два месяца на поле с многолетними травами.

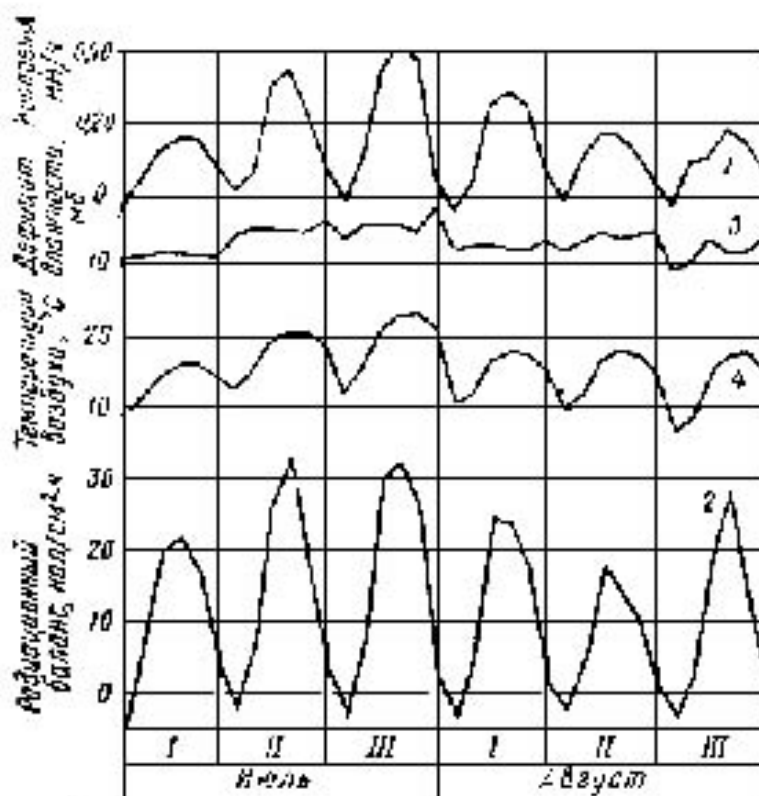


Рис. 119. Изменение суммарного испарения (1), радиационного баланса (2), дефицита влажности воздуха (3) и температуры воздуха (4) в июле–августе 1976 г. на осушаемом болоте Щеголево в Смоленской области

Исследования В.А. Ключевой (1974) на осушенном болоте в Полесье показали, что суммарное испарение картофельного поля в процентах от радиационного баланса составляет в фазу всходов – 65–80%, в фазу цветения – 85–90%, оно снижается до 70% при полегании ботвы. Величина турбулентного теплообмена соответственно составляет 16–35%, 2–27 и 30–50%. Тепловой поток в почву в течение вегетации почти неизменен – 2–3% от  $R$ , после уборки достигает 7%.

Опытные данные, полученные на болотных и полевых стационарах с применением современных методик, составляют базу для разработки и усовершенствования теории.

### Контрольные вопросы

1. Что такое испарение? Охарактеризуйте физический процесс.
2. Связь испарения с радиационным балансом, солнечной радиацией и альбедо.
3. Эффективное излучение и его изменение в зависимости от типа болот.

4. Как рассчитывается испарение по методу теплового баланса?
5. Расчёт испарения по методу водного баланса.
6. Испарение с болот, его связь с уровнями болотных вод.
7. Процедура расчёта испарения по методу турбулентной диффузии.
8. Использование карт и опытных данных для расчёта испарения.
9. Водопотребление растений, испарение и испаряемость: взаимосвязь между ними.
10. Биоклиматический метод расчёта водопотребления.
11. Связь урожайности с водопотреблением.
12. Основные формулы для расчёта испарения и испаряемости.

## ГЛАВА 10. ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ И РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Для гидрологии торфяных болот наибольший интерес представляют в первую очередь реки, поскольку они являются водоприемниками для болотных вод, отводящих их за пределы болот. Речные воды, затапливающие пойменные болота, обогащают торф минеральными веществами, повышая плодородие почвы.

Русловые процессы определяют мутность воды, состав растворимых соединений, качество воды, стекающей с болот, а также устойчивость речных русел.

В речной гидрологии остро стоят вопросы обмеления (истощения) и загрязнения вод. *Обмеление рек волновало общественность России в течение всего XIX века. Как отмечалось на заседании Московского общества сельского хозяйства в 1892 году, «судохозяева Тверской губернии жаловались в 1836 г. на уменьшение воды в Волге и затруднения в связи с этим судоходства; была снаряжена комиссия для исследования справедливости жалоб», вывод её: «уменьшение количества воды верховьев Волги имело главной своей причиной истребление лесов в Осташиковском уезде». Известный климатолог А.И. Воейков обратил внимание на то, что в низовьях, у Астрахани вода в Волге весной прибывала понемногу, теперь же быстро из-за уничтожения лесов в большей части бассейна. Из-за сведения лесов снег на поле быстро тает и вода, не задерживаясь, скатывается вниз. Не остался в стороне от этой проблемы великий почвовед и естествоиспытатель В.В. Докучаев, который отмечал общее обмеление (с уменьшением речного стока) и местное обмеление (снижение уровня из-за изменения фарватера, уклона реки). Заслуживают внимания его слова, сказанные в 1877 году: «наши реки, как и все в природе, спокойно и незаметно появляются на свет, спокойно живут и также спокойно и незаметно умирают», в 1878 году он пишет: «река умирает вследствие своей старости и истощения сил».*

### 10.1. Характеристики речной сети

**Река** – водный поток сравнительно больших размеров, постоянный (иногда в засушливых районах пересыхающий), текущий в разработанном им русле. Принято называть главной реку, впадающую в море или озеро. Все другие реки – притоки главной реки – образуют

речную сеть, которую характеризуют следующими показателями: длина всех рек, густота речной сети, извилистость и разветвленность рек.

Длину рек определяют обычно по карте масштаба 1:50000 – 1:100000.

Большую часть речной сети образуют реки длиной менее 100 км, они подразделяются на самые малые (длина до 25 км), малые (26–100), средние (101–500 км) и большие (более 1000 км). Основу речной сети составляют самые малые реки, их суммарная длина более 70% общей протяженности рек. Речной бассейн в плане напоминают дерево с ветвями и веточками в виде малых рек.

Густота речной сети представляет собой отношение длины всех рек территории к её площади

$$D = \frac{\Sigma L}{F}, \quad (273)$$

где  $\Sigma L$  – длина рек, км;  $F$  – площадь водосбора, км<sup>2</sup>.

Густота речной сети зависит от величины осадков (с увеличением их возрастает), распределения их по сезонам года, рельефа местности (уклонов), почв и пород, слагающих бассейн (на хорошо проницаемых почвах величина стока меньше, а следовательно, меньше и густота речной сети), растительного покрова. Сведение лесов ведет к оврагообразованию, увеличению густоты рек. Густота речной сети на болотах в 7–18 раз меньше, чем на суходолах.

В естественных условиях дренированность заболоченных водосборов при площади болот на них 20–30% от площади бассейна составляет обычно менее 1 км/км<sup>2</sup>. Густота речной сети равна: в бассейне Верхней Волги – 0,15–0,87, на северо-западе Нечерноземной зоны – 0,12–0,71, в Литве – 0,15–0,54, в Украине – 0,16–0,56 км/км<sup>2</sup>. В районах Нечерноземной зоны она составляет в среднем 0,4 км/км<sup>2</sup>.

Многими авторами (С.Х. Будыка, 1956 и др.) установлена связь процента заболоченности территории с густотой речной сети.

Осушительная сеть в зависимости от частоты размещения каналов и дренажей обеспечивает общую канализованность в пределах болот до 50–700 м/га, или до 5–70 км/км<sup>2</sup>. Общая дренированность бассейна таким образом возрастает. Следствием увеличения дренированности является, с одной стороны, повышение скорости добегаания снеговых и дождевых вод до реки, что способствует увеличению расходов воды в реке, особенно в период снеготаяния и выпадения обильных осадков. С другой стороны, искусственное дренирование территории вызывает понижение уровней грунтовых вод в пределах болота и на прилегающей



территории, а также увеличение мощности зоны аэрации. При понижении уровня грунтовых вод в почве образуется своеобразная регулирующая ёмкость, мощность которой можно определить как произведение свободной порозности (дефицита насыщения) на глубину залегания грунтовых вод.

Извилистость реки характеризуется отношением фактической длины реки вместе со всеми её излучинами ( $L$ ) к длине прямой, соединяющей её исток и устье ( $l$ ):

$$K_{\text{из}} = \frac{L}{l}, \quad (274)$$

Коэффициент извилистости крупных рек:

Волги	2,24,
Дона	2,50,
Камы	3,52.

Разветвленность реки на несколько рукавов с образованием островов, особенно наблюдаемая в речных поймах и дельтах, характеризуют коэффициентом разветвленности, представляющим отношение суммы длин всех рукавов к длине реки на данном участке.

Речной водосборный бассейн представляет собой часть земной поверхности, на которой река или речная система получает своё водное питание. Бассейн реки оконтуривается водораздельной линией, отделяющей его от соседних водосборов. Она проводится от расчётного створа реки перпендикулярно горизонталям поверхности по наиболее высоким точкам. Бассейн реки включает поверхностный и подземный водосборы, границы которых на равнинной территории часто близки между собой. Водосборный бассейн реки (озера, болота и пр.) характеризуют величинами площади, формы, высоты и уклонов поверхности.

Площадь водосбора (водосборная площадь) от истока реки к устью нарастает, скачкообразно увеличивается в местах впадения притоков. Для расчётов строят график нарастания водосборного бассейна, откладывая по оси абсцисс длину рек, по оси ординат – площадь бассейна (рис. 129).

Формирование речного стока связано со временем добегающего по поверхности выпавших осадков к основному руслу, а оно зависит от удаленности точек (пунктов) от русла. Поэтому форму водосборного бассейна учитывают показателями средней ширины водосбора, коэффициента асимметрии бассейна и развития водораздельной линии.

Средняя ширина водосбора

$$B_{\text{ср}} = \frac{F}{L}, \quad (275)$$

где  $F$  – площадь водосбора,  $L$  – расстояние до рассматриваемого пункта (створа) от истока реки или наиболее удаленной точки бассейна.

Коэффициент асимметрии водосбора рассчитывают по формуле

$$\alpha = \frac{F_{\text{л}} - F_{\text{п}}}{\frac{F_{\text{л}} + F_{\text{п}}}{2}}, \quad (276)$$

где  $F_{\text{л}}$ ,  $F_{\text{п}}$  – соответственно площадь левобережной и правобережной частей бассейна.

Коэффициент развития водораздельной линии представляет собой отношение длины водораздельной линии  $S$  к длине окружности круга, площадь которого равна площади водосбора. Из геометрических выкладок нетрудно получить, что этот коэффициент

$$m = 0,282 \frac{S}{\sqrt{F}}, \quad (277)$$

Значение  $m$  тем больше, чем больше водосборная площадь отличается от формы круга.

Высотные характеристики бассейна или его частей определяют с использованием географической карты (плана) по формуле

$$H_{\text{ср}} = \frac{f_1 h_1 + f_2 h_2 + \dots + f_n h_n}{F} = \frac{\sum f_i h_i}{F}, \quad (278)$$

где  $f_i$  – площадь между горизонталями;  $h_i$  – средняя высота участка между соответствующими горизонталями;  $F$  – площадь водосбора.

Для расчётов стока определяют коэффициенты озерности  $K_{\text{оз}}$ , заболоченности  $K_{\text{б}}$ , лесистости  $K_{\text{л}}$  и распаханности водосбора  $K_{\text{п}}$  как отношение площади, занятой этими компонентами ландшафта в пределах бассейна к общей его площади, например,

$$K_{\text{б}} = \frac{f_{\text{б}}}{F}, \quad (279)$$

Уклон водной поверхности, гидравлический уклон реки (канала) – падение на единицу длины,

$$I = \frac{\Delta h}{l}, \quad (280)$$

где  $\Delta h$  – разница в отметках дна на участке длиной  $l$ , м.

Уклон рек обычно выражают дробью (например,  $I = 0,0002$ , что означает падение реки на 2 м на длине 10 тысяч метров), а также

в процентах (%) и промиллях (‰). Переход от дроби к процентам получают умножением на 100, к промилле – на 1000. Уклон  $0,0002 = 0,02\% = 0,2\text{‰}$ .

В характеристики рек входят показатели твёрдого стока и состав растворённых в воде веществ (гидрохимический режим), наличие в воде биогенных веществ (биогенный режим), разрушение и блуждание русла реки (русловой процесс).

## 10.2. Фильтрационное питание реки

Грунтовые воды поступают в реку (канал) через откосы и дно вследствие уклона депрессионной поверхности грунтовых вод, создаваемой под действием силы тяжести рекою (каналом). Движение воды идёт по линиям тока, нормальным к поверхностям равных напоров (экипотенциалам) в сторону убывающего напора. На рис. 120 приведена гидродинамическая сетка фильтрационного потока, поступающего в реку с двух берегов.

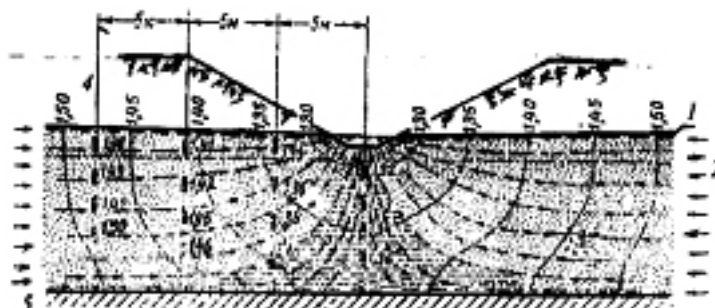


Рис. 120. Схема движения грунтовых вод в реке в однородном грунте:  
1 – поверхность земли; 2 – линии тока; 3 – экипотенциали;  
4 – промерные вертикали; 5 – водоупор

Область, ограниченная соседними экипотенциалами, называется поясом давления. Потери напора между соседними экипотенциалами  $\Delta H = H/P$ , где  $H$  – расчётный напор грунтовых вод;  $P$  – число поясов давления. Область фильтрации, ограниченная соседними линиями тока, называется лентой расхода. Фильтрационный расход, поступающий на метр ширины смоченного периметра реки, равен сумме расходов в лентах

$$Q = K \frac{H}{P} L, \quad (281)$$

где  $L$  – число лент.

Гидродинамические сетки строят по аналитическим зависимостям или методом моделирования.

С использованием гидродинамических сеток движения грунтовых вод получены для разных гидрогеологических условий (различная глубина залегания водоупора, слоистые грунты и пр.) аналитические зависимости для расчёта фильтрационных расходов и в мелиорации для определения расстояний между каналами (дренами).

### 10.3. Течение воды в реке

Движение воды в реке происходит под действием силы тяжести при наличии продольного уклона. Действующую силу можно разложить на две составляющие: одна, перпендикулярная к поверхности дна реки, уравнивается сопротивлением движению (трением) этой поверхности; вторая, направленная параллельно линии дна, заставляет частицу воды двигаться под уклон, по наклонной поверхности дна. Уклон дна, шероховатость дна и берегов определяют силу и скорость движения водной массы.

Движение воды носит сложный характер. Подразделяют его, как показано выше, на ламинарное и турбулентное. При ламинарном движении струи в потоке не пересекаются; скорости у дна и берегов равны нулю и плавно возрастают к поверхности; потери напора на сопротивление движению пропорциональны первой степени скорости. При турбулентном движении вектор скорости в каждой точке потока имеет пульсирующее значение по величине и направлению; скорость течения у дна нулевая и быстро возрастает в тонком придонном слое, достигая там максимальных значений; потери на сопротивление пропорциональны квадрату скоростей. Ламинарное движение встречается редко в естественных руслах, оно переходит при достижении критической скорости в турбулентное.

**Гидравлический расчёт русел рек**, каналов и поверхностного стока проводят по формулам гидравлики. Для равномерного движения потока используются следующие показатели: живое сечение потока, глубина воды в русле, коэффициент шероховатости и др.

Площадь живого сечения называют сечение русла, проведённое нормально к направлению скорости потока. Чем больше расход воды, тем больше площадь живого сечения.

Основными формулами для гидравлического расчёта являются:

$$Q = \omega v; v = c\sqrt{RJ} \quad (282)$$

где  $Q$  – расход, м<sup>3</sup>/с;  $\omega$  – площадь живого сечения, м<sup>2</sup>;  $v$  – средняя скорость течения, м/с;  $c$  – коэффициент сопротивлений движению воды (коэффициент Шези);  $R$  – гидравлический радиус, м;  $J$  – гидравлический уклон.

Площадь живого сечения русла трапециадальной формы

$$\omega = (b + mh)h, \quad (283)$$

где  $b$  – ширина дна канала (реки);  $m$  – заложение откосов (отношение длины горизонтальной проекции откоса к его глубине  $h$ ).

Коэффициент Шези определяется из выражения

$$C = \frac{1}{n} R^y, \quad (284)$$

где  $n$  – коэффициент шероховатости русла или поверхности стока, принимаемый по таблице 69;  $y$  – показатель степени в формуле Н.Н. Павловского:

$$y = 2,5\sqrt{n} - 0,13 - 0,75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 10), \quad (285)$$

или по упрощенным формулам в зависимости от величины  $R$

$$y = 1,3\sqrt{n} \text{ при } R > 1 \text{ м и } y = 1,5\sqrt{n} \text{ при } R \leq 1 \text{ м.}$$

Гидравлический радиус

$$R = \frac{\omega}{\chi}, \quad (286)$$

где  $\chi$  – смоченный параметр.

Для открытых потоков при средней глубине  $h$  и ширине потока  $b \geq 20h$  гидравлический радиус можно принять равным средней глубине  $R \approx h_{\text{ср}}$ , который для трапецеидального русла равен ширине канала по дну и длине двух смоченных откосов,

$$\chi = b + 2h\sqrt{1 + m^2}, \quad (287)$$

Для прямоугольного русла  $\chi = b + 2h$ . Продольный уклон дна канала (реки) – есть отношение превышения дна канала в верхнем сечении относительно нижнего сечения к горизонтальному расстоянию между ними

$$J = \frac{\Delta h}{L}, \quad (288)$$

где  $\Delta h$  – упомянутое превышение, м;  $L$  – расстояние между сечениями, м.

**Значения коэффициента  $n$  естественных водотоков (по М.Ф. Срибному)**

% категории	Характеристика русла	$n$
1	Естественные русла в весьма благоприятных условиях (чистое, прямое, незасоренное, земляное, со свободным течением русло)	0,025
2	Русла постоянных водотоков равнинного типа (преимущественно больших и средних рек) в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды. Периодические потоки (большие и малые) при очень хорошем состоянии поверхности и формы ложа	–
3	Сравнительно чистые русла постоянных равнинных водотоков в обычных условиях извилистые, с некоторыми неправильностями в направлении струй или же прямые, но с неправильностями в рельефе дна (отмели, промоины, местами камни). Земляные русла периодических водотоков (сухих логов) в относительно благоприятных условиях	0,033
4	Русла (больших и средних рек) значительно засоренные, извилистые и частично заросшие, каменистые, с беспокойным течением. Периодические (ливневые и весенние) водотоки, несущие во время паводка заметное количество наносов, с крупногалечным или покрытым растительностью (травой и пр.) ложем. Поймы больших и средних рек, сравнительно разработанные, покрытые нормальным количеством растительности (травы, кустарника)	0,050
5	Русла периодических водотоков, сильно засоренные и извилистые. Сравнительно заросшие, неровные, плохо разработанные поймы рек (промоины, кустарники, деревья, с наличием заводей). Галечно-валунные русла горного типа с неправильной поверхностью водного зеркала. Порожистые участки равнинных рек	0,067
6	Реки и поймы, весьма значительно заросшие (со слабым течением), с большими глубокими промоинами. Валунные, горного типа, русла с бурливым, пенистым течением, с изрытой поверхностью водного зеркала (с летящими вверх брызгами воды)	0,080
7	Поймы такие же, как предыдущей категории, но с сильно неправильным косоструйным течением, заводями и пр. Горноводопадного типа русла с крупновалунным извилистым строением ложа, перепады ярко выражены, пенистость настолько сильна, что вода, потеряв прозрачность, имеет белый цвет; шум потока доминирует над всеми остальными звуками, делает разговор затруднительным	0,100
8	Реки болотного типа (заросли, кочки, во многих местах почти стоячая вода и пр.). Поймы с очень большими мертвыми пространствами, с местными углублениями – озерами и пр.	0,133
9	Потоки типа селевых, состоящие из грязи, камней и пр. Глухие поймы (сплошь лесные таежного типа)	0,200

Уклон представляет собой потерю напора на единицу длины потока. Уклон дна принимают при съёмке реки (канала) по продольному профилю. Примерные значения уклонов следующие:

большие реки	менее 0,0002
реки-водоприёмники осушительных каналов	0,0003–0,0006
магистральные каналы	0,0005 –0,001
небольшие каналы	больше 0,002

При форме поперечного сечения параболической, эллипсовидной, полигональной и пр. схема гидравлического расчёта та же. Для распространённых русел параболического сечения

$$v = B \sqrt{\frac{h}{H}}, \quad (289)$$

где  $H$  – наибольшая глубина реки;  $B$  – ширина русла по верху заложения откосов  $m = \frac{v}{4h}$  для откосов ниже бытового уровня и  $m = \frac{B}{4H}$  для сухих откосов.

При расчёте пропускной способности реки, расход реки следует обосновывать с учётом неразмывающих и незаиляющих скоростей течения (табл. 74).

Пропускную способность русла реки по её характерным участкам можно определить методом построения кривых свободных поверхностей для естественных русел, изложенным в курсах гидравлики. Однако из-за приближенности определения коэффициента шероховатости, резко изменяющегося в зависимости от степени зарастания русла, трудоёмкость метода не оправдывается получаемой точностью.

Расчет можно выполнить по формуле равномерного движения

$$Q_p = \Omega_{cp} C_{cp} \sqrt{R_{cp} J}, \quad (290)$$

где  $Q_{cp}$ ,  $C_{cp}$ ,  $R_{cp}$  – соответственно площадь поперечного сечения, коэффициент сопротивлений и гидравлический радиус в формуле Шези, определенные для осредненного поперечного сечения на рассматриваемом участке реки.

Приближенно

$$\Omega_{cp} = \varphi B_{cp} H_{cp}, \quad R_{cp} = \Omega_{cp} / \chi_{cp}, \quad (291)$$

где  $\chi_{cp}$  – среднее значение смоченного периметра,  $\chi_{cp} = \alpha B_{cp}$ ;  $\varphi$  и  $\alpha$  – коэффициенты, зависящие от формы поперечного сечения русла ( $\varphi = 0,667$  – для параболического русла и  $\varphi = 0,785$  – для полуэллипса); коэффициент  $\alpha$  находят по графику в зависимости от отношения  $B/H$ .

Уклон потока  $J$  для длинных участков (более 1 км) можно приближенно (с некоторым завышением) найти из выражения

$$J = \Delta H / \Delta L, \quad (292)$$

где  $\Delta H$  – разница бытовых уровней воды в конце и начале участка, длина которого  $\Delta L$ .

В таблице 70 приведен расчёт пропускной способности реки, в котором исходили из равномерного движения и пренебрегали потерями напора из-за изменчивости поперечных сечений русла.

Таблица 70

**Расчёт пропускной способности реки**

Участок реки	$B$ , м	$H$ , м	$l$	$\Omega$ , м <sup>2</sup>	$a$	$\chi$ , м	$R$ , м	$C$	$Q_p$ , м <sup>3</sup> /с
I	26,4	4,9	0,00059	86,1	1,085	28,6	3,02	18,8	6,84
II	21,8	1,95	0,00029	28,4	1,021	22,2	1,28	13,7	0,75
III	30,2	2,8	0,00074	56,4	1,023	31,0	1,82	15,6	3,24

Примечание: Для участка III уклон определен в предположении, что плотина отсутствует (ликвидирована).

Неравномерность движения воды можно учесть введением в формулу расхода коэффициента  $A$ :

$$A = \sqrt{\frac{N}{\sum \varphi^2 \eta}}, \quad (293)$$

где  $N$  – число поперечных сечений на участке;  $\varphi = \Omega_{cp} / \Omega$ ;  $\eta = H_{cp} / H$ .

В таблице 71 приведено определение значения коэффициента  $A$  для первого участка р. Пехорки (см. ниже).

Подставляя полученную сумму в формулу, получаем  $A_I = 0,81$ . Аналогично находим для второго участка  $A_{II} = 0,76$  и для третьего –  $A_{III} = 0,79$ .

С учётом изменчивости поперечных сечений пропускная способность русла  $Q = Q_p A$  по участкам составляет:  $Q_I = 5,95$  м<sup>3</sup>/с,  $Q_{II} = 0,57$  м<sup>3</sup>/с,  $Q_{III} = 2,56$  м<sup>3</sup>/с.

Таблица 71

**Таблица к расчёту коэффициента  $A$**

Номер поперечного сечения	Номер пикета	$\Omega$ , м <sup>2</sup>	$\varphi = \Omega_{cp} / \Omega$	$\eta = H_{cp} / H$	$\varphi^2$	$\varphi^2 \eta$
1	0	96,5	1,34	1,17	1,80	2,10
2	1	89,5	1,44	0,77	2,06	1,59
...	...	...	...	...	...	...
31	30	73,2	1,76	1,63	3,10	5,05
Сумма	–	–	–	–	–	47,00



Таким образом, в естественном состоянии река способна пропустить без выхода воды из берегов и затопления поймы всего  $0,57 \text{ м}^3/\text{с}$  (лимитирует второй участок, см. рис. 130).

Определенная таким образом пропускная способность русла должна быть сопоставлена с фактическими расходами реки, определяемыми на основе гидрологических расчётов. После этого решается вопрос о целесообразности использования реки в естественном виде или после её регулирования (омоложения).

#### 10.4. Формирование реки и её русла

Найти на реке прямолинейный участок трудно, а построенные прямыми каналы, со временем, если за ними не следить, превращаются в извилистые, как и реки. Река постоянно от избытка сил в речном потоке меандрирует.

Образование излучин происходит под влиянием циркуляционных, винтообразных течений в речном потоке под действием центробежных сил, вызываемых в частности вращением Земли. Центробежные силы на закруглениях реки прижимают движущийся по уклону поток к вогнутому берегу, в результате уровень воды становится у этого берега выше, образуется поперечный уклон на водной поверхности.

На каждую частицу воды массой  $m$  действует сила тяжести

$$f_T = mg,$$

направленная вниз, и центробежная сила в направлении радиуса кривизны излучины  $r$

$$f_{\text{ц}} = \frac{mv^2}{r}, \quad (294)$$

где  $v$  – скорость потока.

Поверхность потока устанавливается нормально к равнодействующей сил тяжести  $f_T$  и  $f_{\text{ц}}$ , при этом угол наклона водной поверхности  $\alpha$  является углом между вектором  $f_T$  и равнодействующей.

Поперечный уклон, образованный центробежной силой для единицы массы воды, как следует из рисунка 121, равен

$$l_{\text{п}} = tq\alpha = \frac{f_{\text{ц}}}{f_T} = \frac{v^2}{rg}, \quad (295)$$

а превышение уровня воды у вогнутого берега над выпуклым при ширине реки  $B$  составляет

$$\Delta h = Btq\alpha = B \frac{v^2}{rg}. \quad (296)$$

Одновременно на водную массу действует сила, обусловленная вращением Земли – это так называемое Кориолисово ускорение.

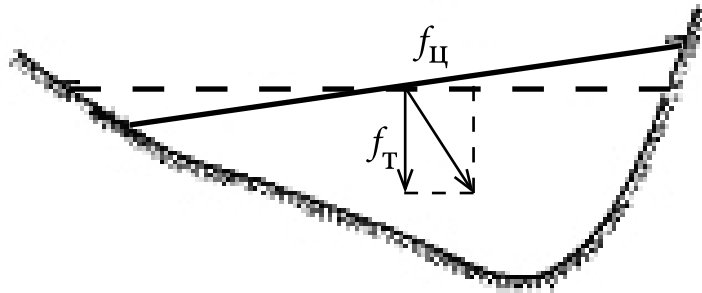


Рис. 121. Действие центробежной силы на водную поверхность в русле на изгибе реки

Как известно, вращение Земли вокруг своей оси происходит с запада на восток при этом точки на её поверхности, расположенные в экваториальной зоне, вращаются с большей скоростью, чем в приполярной области, так как лежащие на экваторе точки пробегают за одни сутки большой круговой путь. Например, переносная скорость на экваторе равна  $\frac{40000 \cdot 1000}{86400} \cong 463$  м/с (40000 – длина экватора в километрах, 86400 – число секунд в сутках), в то время как на широте г. С.-Петербурга она вдвое меньше и постепенно уменьшается к полюсу.

Таким образом, вода рек, протекающих в северном полушарии с севера на юг, переходит из мест с меньшими скоростями вращения Земли вокруг своей оси в места с большими скоростями вращения. При этом вода сохраняет инерцию той скорости вращения, которая наблюдалась в верховьях реки, и отличается от скорости вращения Земли в среднем и нижнем её течении.

Вектор ускорения Кориолиса отклоняет воду в северном полушарии вправо, а в южном влево по направлению движения воды. Поэтому на наших реках на правый берег воздействует сила равная сумме двух сил

$$f = f_{\text{Ц}} + f_{\text{К}}, \quad (297)$$

а на левый берег

$$f' = f_{\text{Ц}} - f_{\text{К}}, \quad (298)$$

где  $f_{\text{К}}$  – сила Кориолиса, которая может быть определена по формуле

$$f_k = 2m\omega v \sin \varphi, \quad (299)$$

где  $\omega$  – угловая скорость вращения Земли,  $\varphi$  – географическая широта местности.

Поперечный уклон под влиянием силы Кориолиса, по аналогии с предыдущим

$$l'' = \frac{f_k}{f_r} = \frac{2\omega v \sin \varphi}{g}. \quad (300)$$

При значении  $\omega = 0,0000729$  м/с поперечный уклон может быть записан в следующем виде:

$$l'' = 0,00001486v \sin \varphi, \quad (301)$$

За счёт центробежной и Кориолисовой силы реки перемещаются в пределах поймы вправо по течению и правый берег больше размывается, что особенно проявляется в средних и высоких широтах.

Положение о причине подмыва берегов рек, текущих в направлении меридиана, носит название закона Бэра по имени установившего его в 1857 г. российского учёного К.М. Бэра. Закон объясняет почему правый берег реки высокий, а левый низкий.

Оценим на реальном примере величину превышения уровня воды у вогнутого берега на излучине с радиусом 100 м и ширине реки 80 м при скорости течения 1,5 м/с на широте 60°. За счёт центробежной силы превышение уровня у вогнутого берега составит 18 см, а за счёт Кориолисова ускорения – 0,15 см.

Река, изображенная на рис. 122, 1, течет с севера на юг, т.е. из мест, где угловая скорость имеет меньшую величину, в места, которые имеют большую круговую скорость вращения Земли. В этом случае частицы воды отстают от вращения Земли и ударяются о западный, правый берег, который как бы насккивает на них.

Если река протекает в северном полушарии с юга на север (рис. 122, 2) из района с большими скоростями вращения в районы с меньшими скоростями вращения Земли, при этом частицы воды сохраняют свою старую скорость движения, обгоняют движение своего русла и наплескиваются на восточный, правый берег, размывая его.

Река течёт с запада на восток (рис. 122, 3), в ту сторону, куда вращается Земля. Тогда скорость течения реки будет увеличиваться вследствие движения Земли. С увеличением скорости течения возрастает центробежная сила, которая будет нагонять воду реки к югу, в сторону экватора, на южный, правый берег, разрушая его (Соломенцев Н.А., 1976).

И, наконец, река течет с востока на запад (рис. 122, 4). В этом случае скорость течения реки замедлится, частицы воды будут отставать,

так как скорость их собственного вращения меньше скорости вращения Земли, и ударяться о северный, правый берег, подмывая его.

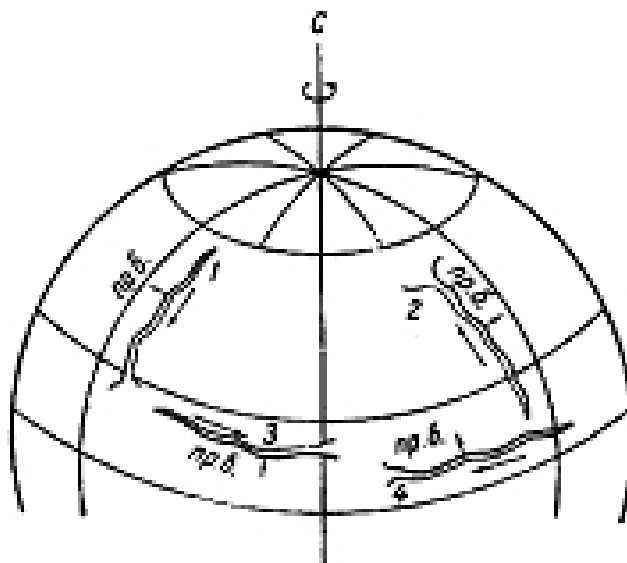


Рис. 122. Схема влияния вращения Земли на течения в потоке при разных положениях русла

Закон Бэра может иметь исключения, обусловленные местными причинами, – характером грунтов, рельефом местности и особенностями режима реки.

Перенос поверхности воды в поперечном сечении потока дополняется различием в скорости течения воды по его глубине (скорость потока максимальная, как известно, в его верхней части, а ко дну уменьшается до нуля). В результате верхние слои воды под влиянием центробежной силы движутся к берегу, оттесняя и отжимая нижние слои воды; возникает замкнутое движение потока, или так называемая **поперечная циркуляция потока**, которая придаёт потоку винтообразный характер (рис. 123).



Рис. 123. Схема действия центробежной силы и поперечной циркуляции на реки: а – изменение по вертикали центробежной силы; б – поперечная циркуляция

Одним из характерных типов циркуляционных течений в реке является **водоворот**, который может быть результатом резкого расширения русла, обтекания потоком выступов, слияния двух потоков и т.п. и наблюдается постоянно или временно, например, в половодье.

Ниже впадения притока в основной реке формируется водоворотная зона, максимальная ширина которой находится в сжатом сечении, она зависит от соотношения скоростей в реке и притоке и угла впадения притока. Например, для реки Оки в месте впадения р. Москвы длина водоворотной зоны составляет 985 м, а расстояние от конца водоворотной зоны до относительно спокойных скоростей – 2700 м.

Структура потока существенно деформируется еще до впадения притока в основную реку. Так, на реке Оке при слиянии её с рекой Москвой образуются зоны с различными скоростями течения, включая застойные. Течения перемещаются к правым берегам обеих рек, а застойные зоны возникают у левых берегов. В таких зонах происходит резкое изменение гидро- и биохимических процессов из-за дефицита кислорода, возрастает окисляемость и БПК, снижается значение рН. Длина такого участка на р. Ока составляет около 1,2 км.

## 10.5 Русловые процессы

Удельная энергия речного потока в любом поперечном сечении

$$\mathcal{E} = h + \frac{\alpha v^2}{2g}, \quad (302)$$

где  $h$  – глубина потока;  $v$  – скорость движения воды;  $\alpha$  – коэффициент Кориолиса;  $g$  – ускорение силы тяжести,  $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ .

Течение в зависимости от скорости, глубины и температуры воды носит в разной мере турбулентный характер.

В пределах излучин меандрирующих рек происходят локальные русловые деформации. У выпуклых берегов под влиянием поперечного циркуляционного движения размывается дно в период половодья, образуются заторы льда.

Текущая в русле вода расходует свою энергию на преодоление внутреннего трения частиц между собой, на трение о дно и истирание твёрдых частиц, на удары о берег, на деформацию русла и перенос твёрдых частиц во взвешенном и влекомом состоянии. В реке происходят три основных процесса:

- 1) размыв, или эрозия берегов и дна;

- 2) перенос образовавшихся наносов вниз по течению;
- 3) отложение (аккумуляция) продуктов эрозии.

**Речными наносами** называются твёрдые частицы, которые переносятся потоком и формируют русловые и пойменные отложения рек. Русловые наносы дополняются наносами, поступающими со склонов водосбора по речным притокам и оврагам. Количество наносов зависит от уклонов поверхности и реки, от грунтов и их устойчивости к размыву, от климатических условий (осадки, ветер и др.), наличия растительности на водосборе, которая своими корнями укрепляет грунт, и других факторов.

Растительность предохраняет почву от эрозии; наоборот, вырубка лесов, пахота вдоль склона, обесструктуривание почвы при низкой культуре земледелия ведут к усилению эрозии и формированию твёрдого стока.

Средняя плотность зерен наносов в зависимости от их минерального состава в среднем равна  $2,65 \text{ г/см}^3$  (до  $2,8 \text{ г/см}^3$ ), илистые фракции характеризуются меньшей плотностью по сравнению с песчаными.

**Твёрдым стоком реки** называют количество проносимых ею наносов в течение времени (сутки, месяц, год). Изучение твёрдого стока (стока наносов) имеет большое практическое значение, так как он вызывает заиливание водохранилищ и оросительных каналов, преждевременный износ мостовых опор и пересекающих реки трубопроводов.

Выделяют две категории твёрдого стока:

- 1) взвешенные и
- 2) влекомые по дну (донные наносы).

### 10.5.1. Взвешенные наносы

**Взвешенные наносы** – частицы минералов, переносимые (транспортируемые) водным потоком в состоянии взвеси (суспензии), они попадают в реку в результате эрозии на поверхности водосборного бассейна, а также в результате размыва дна и берегов реки.

Твёрдые частицы в турбулентном потоке воды испытывают воздействие двух сил: скорости струи потока, направленной под некоторым углом вверх, и веса частицы, направленной вниз. Под воздействием этих сил твёрдая частица движется по некой равнодействующей, которая может быть разложена на вертикальную  $v_v$  и горизонтальную  $v_r$  силы. Под действием вертикальной составляющей твёрдая частица находится во взвешенном состоянии.

Вертикальная сила составляет 1/12–1/20 от горизонтальной силы, она максимальна у дна и минимальна у поверхности воды и возрастает с увеличением скорости потока.

Твёрдая частица в спокойной воде равномерно выпадает в осадок, что объясняется равенством силы тяжести частицы и силы сопротивления ее падению. В зависимости от размера и плотности частиц скорость падения разная. **Гидравлической крупностью** частицы  $W$  (мм/с) называют скорость падения частицы в спокойной воде при температуре 15°C. Во взвешенном состоянии в турбулентном потоке такая твёрдая частица может находиться, когда  $v_B \geq W$ , при  $v_B < W$  частицы оседают на дно.

Приняты следующие соотношения между средним диаметром частиц и их гидравлической крупностью:

$d$ , мм	0,1	0,25	0,50
$W$ , мм/с	0,2	21,0	53,0

Для определения  $W$  применяют формулы. Формула В.Н. Гончарова, полученная в результате обобщения экспериментальных материалов, имеет вид

$$W = 33,1 \sqrt{\frac{\gamma_1 - \gamma}{\gamma}} d, \quad (303)$$

где  $W$  – гидравлическая крупность, см/с;  $d$  – диаметр частиц, см;  $\gamma_1$  и  $\gamma$  – средняя плотность соответственно частиц и воды.

Формула справедлива для частиц диаметром  $d > 1,5$  мм в условиях турбулентного течения потока.

В нормах проектирования гидротехнических сооружений приведена таблица значений гидравлической крупности частиц различных диаметров, которой рекомендуется пользоваться при отсутствии данных о гидравлической крупности.

Показателем **транспортирующей способности потока** является число Фруда, связанное с числом Рейнольдса,

$$F_r = \frac{u^2}{gd}, \quad (304)$$

где  $u$  – гидравлическая крупность наносов, м/с;  $d$  – диаметр зерен частиц.

Крупные гравелисто-галечниковые наносы  $d > 1-1,5$  мм, характеризующиеся числом Фруда  $F_r = 1,83$  во взвешенном состоянии могут перемещаться только в ламинарной и переходной зонах.

На взвешивание илистых наносов (диаметр менее 0,001 мм) при малых скоростях течения помимо  $v_B$  действует электризованность частиц, приобретаемая ими в потоке. Заряженные одноименным зарядом частицы наносов отталкиваются одна за другой, переходя во взвешенное состояние. Этим объясняется медленное осветление спокойной воды от мелких частиц.

Количество взвешенных наносов в единице объёма воды называют **мутностью речной воды**, её выражают в весовых единицах ( $г/м^3$  или  $мг/л$ ) или в объёмных ( $м^3$  твёрдого вещества/ $м^3$  смеси воды с наносами).

**Сток наносов** называют суммарное количество взвешенных наносов, проносимое потоком через поперечное сечение в единицу времени. Выражают в  $кг/с$  или  $т/год$ . Мутность речных вод меняется по живому сечению потока, по его длине и во времени, наибольшая мутность у дна и берегов. По ширине реки мутность меняется в зависимости от направления течений и интенсивности размыва берегов и русла в целом. Мутность рек, протекающих с севера на юг (Волга, Дон, Днепр) обычно увеличиваются вниз по течению, что связано с превышением интенсивности эрозии по сравнению с увеличением водности рек. Наоборот, мутность рек, текущих с юга на север (Обь, Иртыш, Енисей, Лена), уменьшается по длине. Максимумы мутности на малых реках совпадают с периодом паводков, когда идёт максимальная эрозия почвы на водосборе и в русле. Взвешенные наносы на равнинных реках составляют основную часть (до 90% и более) твёрдого стока рек. В таблице 72 приведены данные по взвешенным и влекомым наносам крупных рек.

Таблица 72

#### Твёрдый сток в устьях некоторых рек СССР

Река	Средняя мутность воды, $г/м^3$	Годовой сток взвешенных наносов, млн.т	Модуль стока взвешенных наносов, $т/км^2, год$	Годовой сток влекомых наносов, млн.т	Годовой твёрдый сток, млн.т	Модуль твёрдого стока, $т/км^2, год$
Печора	55	7,2	22,3	0,7	7,9	24,5
Нева	5	0,4	1,4	0,44	0,44	1,6
Обь	40	15,8	5,3	1,6	17,4	5,8
Енисей	21	13,2	5,1	1,3	14,5	5,6
Лена	30	15,4	6,2	1,5	16,9	6,8
Колыма	50	6,0	9,3	0,6	6,6	10,2

Сток взвешенных наносов является функцией площади бассейна, его средней высоты над базисом эрозии, степени расчленности и залесенности; он тем больше, чем больше модуль стока.



Наибольшая мутность на равнинных реках с весенним половодьем наблюдается, как правило, раньше прохождения максимального расхода. Это объясняется тем, что образовавшиеся в летне-осенне-зимний период наносы на поверхности бассейна выносятся поверхностным стоком в начале весны (рис. 124).

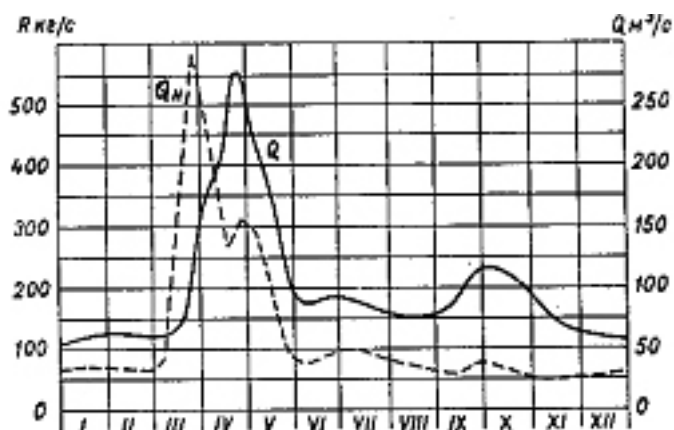


Рис. 124. График расходов воды  $Q$  и наносов  $Q_n$  р. Быстрой

Мутность равнинных рек в среднем за год составляет  $20\text{--}40 \text{ г/м}^3$  в лесной зоне и до  $500 \text{ г/м}^3$  в лесостепной зоне, в горных реках она достигает  $4000\text{--}10\,000 \text{ г/м}^3$ .

Транспортирующая способность потока зависит от его гидравлических характеристик (уклон, глубина, скорость) и состава наносов (гидравлическая крупность). При превышении расхода взвешенных наносов над транспортирующей способностью потока происходит аккумуляция наносов, при обратном соотношении – размыв русла. Имеются формулы (Е.А. Замарина и др.) для расчёта транспортирующей способности потока.

### 10.5.2. Влекомые наносы

**Влекомые наносы** – часть донных наносов, перемещаемых водоем влечением, т.е. скольжением по дну. Они перемещаются только в придонной части потока в зависимости от придонной скорости. Наносы начинают перемещаться, когда скорость течения у дна выводит частицы из устойчивого положения. Сначала вовлекаются выступающие над поверхностью дна мелкие песчинки, а затем более крупные, что приводит к их выносу и углублению дна реки. Частицы дна могут перекатываться с грани на грань, скользить по дну, передвигаться скачками до тех пор, пока не застрянут между другими частицами или пока

скорости потока станут недостаточными для их передвижения. Мелкие частицы передвигаются быстрее, крупные – медленнее и в процессе движения истираются одна о другую. Частицы (песок, гравий, галька, камни) становятся более окатанной формы и меньшего размера, что облегчает переход их во взвешенное состояние.

Скачкообразное движение влекомых песчаных наносов происходит в виде волн или гряд (рис. 125), высота которых зависит от скорости и глубины потока и преобладающего диаметра частиц. Гряды располагаются поперек течения или под острым углом к нему. Образуются подвижные гряды под воздействием периодических пульсаций в потоке при турбулентном движении воды, при этом происходит уменьшение в одних и увеличение донных скоростей в других местах. Грядовое движение наносов происходит при значительно (в 500–600 раз) меньших скоростях, чем скорость движения воды.



Рис. 125. Схема передвижения песчаной гряды в русле р. Волги

Продольный профиль песчаной гряды имеет пологий верховой откос и крутой вогнутый низовой откос (рис. 125). При такой форме частицы верхнего слоя, передвигаясь по откосу, достигают гребня гряды, скатываются вниз и остаются лежать под грядой до тех пор, пока частица вновь не окажется на поверхности дна после смещения гряды по течению. При увеличении скорости потока часть частиц с гребня уносится на поверхность ниже расположенной гряды. Основу движения донных наносов составляет движение песчаных гряд. Разрастание песчаных гряд может привести к образованию гряд высотой до 1–2 м, причлененных к берегу, – так называемых **заструг**. При значительном повышении скоростей заструги размываются и появляются в других местах.

Донные наносы обычно движутся не по всей ширине реки, а по её части – от выпуклого берега к сопряженному берегу следующей излучины.

Скорости, при которых начинается размыв дна и образуются влекомые наносы, зависят от глубины потока (чем больше глубина, тем при больших скоростях они образуются), от размера наносов: чем мельче, тем при меньших скоростях начинается движение донных наносов (табл. 73).

Масса частиц, влекомых по дну, зависит от скорости потока и может быть определена по формуле Эри

$$P = Av^6, \quad (305)$$

где  $P$  – масса частицы;  $v$  – скорость, при которой частица начинает двигаться;  $A$  – коэффициент, зависящий от формы и удельной массы частиц.

Таблица 73

**Скорость течения воды, необходимая для переноса частиц разного диаметра**

Грунт	Средний диаметр частиц, мм	Скорость, м/с
Глина во взвешенном состоянии	–	0,08
Тонкий песок	0,4	0,26
Песок	0,7	0,34
Грубозернистый песок	1,7	0,34
Мелкий гравий	3,2	0,46
Гравий	27,0	0,97
Галька	171,0	2,27
Галька	800	11,69

По формуле И.А. Великанова

$$v = \sqrt{g(15d + 0,006)}, \quad (306)$$

где  $v$  – средняя скорость потока, м/с;  $g = 9,81 \text{ м/с}^2$  – ускорение свободного падения;  $d$  – диаметр частицы, мм.

Формула применима при соотношении  $0,1 < d < 5$  мм.

В инженерной практике используются следующие два понятия.

Неразмывающей скоростью  $v_{\max}$  называется такая допустимая максимальная скорость, при которой не произойдет размыв русла. Незаиляющей скоростью  $v_{\min}$  называется такая допустимая минимальная скорость, при которой не произойдет заиления, т.е. не будет наблюдаться осаждение частиц. При расчёте допустимых скоростей движения необходимо соблюдать следующее условие

$$v_{\min} < v_{\text{ср}} < v_{\max}. \quad (307)$$

Значения допустимых скоростей в мелиорации приведены в пособии «Мелиорация торфяных болот» (2006).

В инженерной практике гидростроения в зависимости от размеров частиц грунта, слагающего ложе потока, назначают допустимые неразмывающие скорости, выборка из нормативов приведена в таблице 74.

**Допускаемые неразмывающие скорости потока, м/с**

Наименование однородных несвязанных грунтов	Размеры частиц грунта, мм	Допускаемые средние скорости при средней глубине потока, м			
		0,4	1,0	2,0	3,0 и более
Пыль и ил	0,005–0,05	0,12–0,17	0,15–0,21	0,17–0,24	0,19–0,26
Песок:					
мелкий	0,05–0,25	0,17–0,27	0,21–0,32	0,24–0,37	0,26–0,40
крупный	1,0–2,5	0,47–0,53	0,57–0,65	0,65–0,75	0,70–0,80
Гравий:					
мелкий	2,5–5,0	0,53–0,65	0,65–0,80	0,75–0,90	0,80–0,95
крупный	10–15	0,80–0,95	1,0–1,2	1,1–1,3	1,2–1,4
Галька:					
мелкая	15–25	0,95–1,2	1,2–1,4	1,3–1,6	1,4–1,8
крупная	40–75	1,5–2,0	1,8–2,4	2,1–2,8	2,2–3,0
Булыжник:					
мелкий	75–100	2,0–2,3	2,4–2,8	2,8–3,2	3,0–3,4
крупный	150–200	2,8–3,2	3,4–3,9	3,9–4,5	4,2–4,9
Валуны	> 200	> 3,2	> 3,9	> 4,5	> 4,9

Твёрдый сток вызывает заиливание водохранилищ из-за резкого уменьшения скорости движения воды. Интенсивность отложения наносов зависит от количества и крупности переносимых рекою наносов, высоты создаваемого плотиной подпора и ёмкости чаши водохранилища, его проточности и устойчивости берегов водохранилища к размыву и обрушению.

**10.5.3. Устойчивость и деформации речного русла**

Взаимодействие потока с руслом ведет к формированию формы русла, наиболее соответствующей скоростям, уклонам потока и грунтам, слагающим ложе реки. Поток как бы стремится уменьшить местные сопротивления движению воды и повысить устойчивость русла.

Основными факторами, влияющими на устойчивость речных русел, являются размеры частиц, слагающих ложе реки, и уклон реки. Кроме того, на устойчивость речных русел оказывают влияние растительный покров, почвогрунты, ледовые явления (заторы и зажоры). Существенное воздействие на устойчивость русел оказывает поперечная циркуляция в потоке.

М.А. Великанов, основываясь на том, что воздействие потока на движение частиц связано непосредственно со скоростью, предложил следующую формулу коэффициента устойчивости:

$$k_{\text{уст}} = \frac{gd}{u_{\text{д}}^2}, \quad (308)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения;  $d$  – диаметр частиц, мм;  $u_{\text{д}}$  – придонная скорость, м/с.

М.А. Великанов раз делил все реки по степени их устойчивости на пять категорий.

**Деформация русла** вдоль по течению может быть глубинной и боковой. Глубинная эрозия русла проявляется во врезании потока в дно реки, боковая эрозия ведет к изменению планового очертания русла.

Глубинная эрозия ограничена базисом эрозии, под которым понимают уровень (поверхность), на котором прекращается водная эрозия. Для всех рек общим базисом эрозии является уровень моря или водоёма (водотока), куда они впадают. Местным базисом эрозии является уровень воды в реке, в которую впадает её приток. Высотное положение устьевого участка потока в месте его впадения в более крупную реку ограничивает вертикальный врез воды.

Русло в плане на изогнутых участках рек никогда не формируется симметрично и в легко размываемых грунтах стремится переместиться в сторону вогнутого берега.

Боковая эрозия проявляется в размыве берегов реки, расширении и меандрировании в аллювиальных отложениях, слагающих речную почву. Интенсивность боковой эрозии, сопровождающейся обрушением и сползанием грунта. Она зависит от грунтов, слагающих берега.

Процесс воздействия потока на русло изменяется по длине реки: в верхнем течении, где уклоны и скорости потока максимальные, эрозия преобладает над аккумуляцией, поэтому русла реки и её притоков углубляются; в среднем течении эрозия и аккумуляция уравниваются, здесь наблюдается некое равновесие; в нижней части преобладает аккумуляция и боковая эрозия, в результате повышаются отметки дна и растёт площадь дельты.

В результате деформации русла изменяется уклон реки и отдельных её участков, возрастает длина реки, уменьшается скорость движения воды. На рис. 126 показан он из типов руслового процесса.



Рис. 126. Побочный тип руслового процесса

Образовавшиеся протоки начинают самостоятельную жизнь со своим типом руслового процесса, происходит меандрирование русла с образованием островов и превращение его в многолучевое.

Характерной особенностью равнинных рек является закономерное чередование плесов (глубоких участков у изогнутых берегов) с перекатами на равнинных участках реки. Перекат – образование из наносов в виде поперечного вала в речном русле. Перекаты образуются при уменьшении транспортирующей способности потока под влиянием подпора от впадающей реки, от сужения долины, крутого поворота реки.

Изложенное позволяет сделать вывод, что устойчивое речное русло может сформироваться только с благоприятных условиях по скорости потока, грунтам, слагающим русло, при умеренных колебаниях расходов воды, при отсутствии бурного весеннего ледохода без заторов и зажоров.

Изучение русловых процессов в гидрологии связано с необходимостью создания надежных конструкций водозаборов для водоснабжения и орошения, строительства гидротехнических сооружений, мостов, а в последние годы – переходов магистральных газопроводов через реки. Оголение и провисание трубопроводов снижает их надёжность и безопасность, требует досрочных ремонтов. Русловые процессы в реке не терпят вмешательства человека в жизнь реки, об этом свидетельствует следующий пример. Через Алешкинскую протоку реки Оби проложили по дну реки трубы газопровода. Под влиянием размыва и выноса твёрдого стока под трубопроводом образовалась яма глубиной семь метров, в результате газопроводные трубы оголились и опасно провисли, создав серьёзную хозяйственно-экологическую проблему.

Учёт русловых процессов необходим и при осушении болот, особенно при регулировании рек и строительстве польдерных систем с обвалованием русел и насосными станциями.

## **10.6. Гидрографическая сеть болот**

### **10.6.1. Общие сведения**

**Гидрографическая сеть** представляет собой совокупность рек, озёр, болот и каналов. Гидрографическая сеть находится в постоянном развитии, в зависимости от гидрологических и гидрогеологических условий и хозяйственной деятельности человека.

На болотах гидрографическая сеть представлена ручьями, речками, озёрами, озерками и топями, все они отличаются от таковых на других типах местности. Гидрографическую сеть на болотах подразделяют по происхождению, расположению и, главное, по проточности. Вода в торфяной залежи движется, как отмечено выше, в основном по верхнему *деятельному слою* торфа, моховому очесу и растительности. Мощность деятельного слоя составляет 20–40 см, редко более. Ниже залегает инертный горизонт с малопроницаемым торфом и практически неподвижной водой. Деятельный слой торфа является по существу одним из основных элементов гидрографической сети.

*Болотные реки и ручьи* бывают первичными, которые существовали на местности еще до образования болота, и вторичными, образовавшимися в процессе роста болота. Они отводят не успевшую стечь по поверхности воду после снеготаяния и постепенно вырабатывают в торфе русло, выводя по нему воду за пределы болота. Берега и дно реки и ручьев заторфованы, глубины их в пределах 1,5–3,5 м с шириной русла до 10 м. Реки и ручьи нередко местами перекрыты сплавной, течение воды происходит под нею.

Русла рек, протекающих среди болот, характеризуются заросшими древесно-кустарниковой и травяной растительностью, засоренными наносами, корягами и другим хламом, создающим дополнительные сопротивления движению воды.

Коэффициент шероховатости русла изменяется в течение года, от минимального значения весной, когда русло менее заросшее, до максимального летом. Заращение и захламление русла приводит к замедлению скорости течения воды в реке, подъёму уровня, выходу из берегов во время паводков. Извилистость рек и их малые уклоны ведут к тем же последствиям. Высокий уровень в реке создает подпор воды во впадающих в нее притоках. Реки теряют дренирующее воздействие на прилегающие к ним земли, вместо кривой депрессии в береговой зоне формируется кривая подпора.

Среди крупных болотных систем распространены **озера**, много их особенно в Западной Сибири. Происхождение озер различное: одни из них связаны с древними озерными котловинами (так называемые первичные озера), другие возникли в результате торфонакопления и развития болотного рельефа (вторичные озера). Первичные озера по мере образования торфа зарастали от берегов, уменьшаясь в размерах, дно их часто покрыто торфом или сапропелем (озёрным илом).

**Озерки** (микроозерки) образуются на болотах в сильно обводненных местах за счёт воды, поступающей извне с прилегающих болотных склонов, когда объём воды превышает возможности стока по деятельному слою. В таких сильно переувлажнённых местах растительный покров постепенно деградирует, в результате образуются озерки. Они располагаются, как правило, группами, насчитывающимися на крупных болотных массивах десятки и сотни озерков.

**Топи** – сильно переувлажненные участки болот с разжиженной торфяной залежью, высоким стоянием уровня воды и непрочной дерниной. Топи присущи только болотам. Выделяют застойные топи и проточные топи, последние представляют собой те же ручьи, но без сформировавшегося русла.

Как отмечали В.В. Кудряшов (1928), И.Д. Богдановская–Гиенэф (1935, 1948), Н.И. Ильин (1976), в состав гидрографической сети входят водные жилы – потоки воды в торфяной залежи, гидродинамическая ось которых совпадает с линией минимальной зольности, минимальной степени разложения и максимальной влажности торфа.

#### 10.6.2. Болотные озера и их устойчивость

Образование озёр и озерков связано с одной из стадий болотообразовательного процесса. Известно, что грядово-озёрный комплекс превращается в озерно-болотный комплекс, когда идут эрозионные явления во внутриболотной сети, сопровождающиеся естественным самоосушением участков болот.

*Много озёр в Белорусском, Мещёрском, Ветлужском, Сургутском Полесьях. Часто озера соединяются между собой протоками и речками. На Мещерской низменности в пределах Московской, Рязанской и Владимирской областей расположены Шатурские озера (Святое, Муромское, Белое, Черное), Радовицкие озера (Щучье, Большое, Малое Митинское и др.), Туголесские озера (Великое, Долгое, Глубокое, Маловское, Карасево, Воймежное, Свиношное и др.). В Рязанской области группа озёр протянулась на 50 км: Святое, Дубовое, Великое, Ивановское, Сокоорево, Дунинское, Лебединое, Мартыново, Чёрное, Михайловское, Исихра и др.; во Владимирской области известны Гусевские озера.*

*Большинство этих озёр – вторичные озера, получающие питание с болот. Глубина их до 2 м. Редко встречаются первичные озера, одним из них является озеро Белое в районе города Спас-Клепики с глубиной 50 м. Это озеро характеризуется отсутствием поверхностного водосбора, оно питается подземными водами. Дно в озере песчаное, вода*



*прозрачная. Во вторичных озерах дно торфяное или сапронелевое, вода – с характерным болотным цветом и запахом.*

Вторичные озера образуются преимущественно на верховых болотах, где основным источником питания болот становятся атмосферные осадки. Образование внутриболотных озер является одной из стадий развития болотных систем.

Согласно теории К.Е. Иванова (1970), рост и расширение болот ведет к превращению грядово-мочажинных и грядово-озерных комплексов в озерно-болотные комплексы, когда состояние последних нарушается эрозионным процессом во внутриболотной гидрографической сети с самоосушением болотных систем под влиянием естественных или искусственных причин.

Внутриболотные озера наиболее изучены Западно-Сибирской экспедицией ГГИ. В бассейнах сибирских рек в Сургутском Полесье, в бассейнах рек левобережья Оби, Конды и других насчитываются десятки тысяч озер; при общей заболоченности бассейнов, оцениваемой цифрами 30–77%, озерность болот составляет 4–25%, плотность озер (число озер площадью более 0,5 га на 1 км<sup>2</sup> площади болота) изменяется от 0,2 до 2,5, средние размеры озер по бассейнам рек от 6 до 15 га (максимальные – до десятков км<sup>2</sup>). Состояние озера характеризуется в зависимости от соотношений элементов баланса. Озеро может деградировать и, наоборот, расти.

Расчет водообмена внутриболотных озер представляет интерес для оценки устойчивости их и болотных систем в целом, а также для целей водоснабжения.

Уравнение водного баланса озера за длительный промежуток времени, охватывающий несколько многолетних циклов колебания водности, может быть записано в виде

$$Q_n + P\omega - Q_c = 0, \quad (309)$$

где  $Q_n$  – средний расход горизонтального притока воды в озеро;  $Q_c$  – средний расход горизонтального стока из озера;  $P$  – средняя интенсивность внутреннего вертикального водообмена на единицу площади озера;  $\omega$  – площадь водной поверхности озера.

Величина  $P$  представляет в данном случае сумму средних интенсивностей осадков  $P_o$ , испарения  $P_e$  и вертикального водообмена с подстилающими дно отложениями  $P_r$ , то есть

$$P = P_o + P_e \pm P_r. \quad (310)$$

По существу это то же уравнение, что и для расчёта питания болот за многолетний период.

Решая уравнение (309) относительно  $Q_n - Q_c$ , К.Е. Иванов получил водобалансовое уравнение для внутриболотных озер:

$$\oint_{L_1} q dl + (P_o - P_e + P_r) \omega = \oint_{L_2} q dl, \quad (311)$$

где  $\bar{q}$  – проточность в примыкающих к контуру озера болотных микроландшафтах, равная средней горизонтальной проточности в деятельном горизонте;  $l_1$  и  $l_2$  – длина берегового контура озера соответственно горизонтального притока и стока (оттока).

Для озера расположенного внутри однородного болотного микроландшафта в зоне избыточного увлажнения с внутренним питанием  $P$  и  $q = \text{const}$

$$l_2 - l_1 = \frac{P}{q} \omega, \quad (312)$$

где  $l_1$  – проекция берегового контура вытекания воды из озера;  $l_2$  – то же притока воды.

Это соотношение, выраженное относительно  $l_1 - l_2$  или  $\omega$ , называют **воднобалансовым критерием** для **внутриболотных озер**. Нарушение этого соотношения ведет к уменьшению размеров озера или его питания.

Формула дает возможность вычислить величину **средней проточности** озера  $q$ , если величина  $P$  определяется только осадками и испарением; или определить величину  $P_r$ . Внутриболотные озера, таким образом, могут служить индикатором процессов питания и разгрузки болот.

Уравнение 311 в конечных разностях может быть записано в виде:

$$P = P_o - P_e + P_r = \frac{\sum_{i=1}^n q_i l_i - \sum_{j=1}^m q_j l_j}{\omega}, \quad (313)$$

где  $n$  – число микроландшафтов, примыкающих к контуру стока  $l_2$ ;  $m$  – то же, примыкающих к контуру притока.

Это уравнение используется для определения вертикального грунтового водообмена озер по аналогии с озерами-индикаторами (–аналогами).

Расчёты показали, что многие озера, расположенные в эпицентре выпуклости болотного массива, на склонах и водоразделах, не имеют грунтового питания, но среди последних встречаются озера с питанием их из подстилающих дно водоносных горизонтов. Это относится к озерам (да и болотам), дно которых нарушено эрозией (например, рис. 42).

При залегании озер среди нескольких микроландшафтов, приведенное уравнение целесообразно записать в виде

$$P = \frac{q_c l_c - q_n l_n}{\omega} = \frac{\Delta(ql)}{\omega}, \quad (314)$$

где  $q_n = \frac{\sum_1^m q_j l_i}{\sum_1^m l_i}$ ,  $q_c = \frac{\sum_1^n q_j l_j}{\sum_1^n l_j}$ ,  $l_c = \sum_1^n l_i$  – длина спроектированного кон-

тура стока;  $\sum_1^m l_j$  – то же притока.

Приведенный выше (раздел 5.3.4) расчёт водообмена через величину проточности по деятельному слою болотных микроландшафтов применим для определения водообмена внутриболотных озер с торфяной залежью и грунтовыми водами. При этом выделяются наряду с питанием озер и их потери через дно в грунтовые воды. Проточность различных типов болотных микроландшафтов с положительным балансом атмосферного питания изменяется от 0,5–1,5 л/с.км для сосново-кустарничковых микроландшафтов со сфагново-шейхцериевыми мочажинами, в которых мочажины занимают до 90% площади. По величине проточности проводят оценку устойчивости озерно-болотных систем в разных физико-географических условиях.

Болотная стадия почвообразования эволюционирует в подводную форму: болотно-озерные комплексы со временем, по его мнению, превращаются в озера. Причиной этого является недостаток зольного питания даже для малотребовательных растений, какими являются сфагновые мхи. В угнетенный моховой покров внедряются печеночники, лишайники, водоросли. Усиливается обводненность поверхности, приводящая, в конечном итоге, к образованию вторичных озер.

### 10.6.3. Гидрографическое описание болотной реки

Гидрографическое описание водных объектов, выполняемое для решения водохозяйственных проблем, производится по материалам их обследования и изысканий *in situ*, включает сведения о площади водосбора рек, озер и болот, высотном положении, происхождении, взаимосвязи вод с элементами географического ландшафта. Гидрологический режим болот, болотных рек и озер характеризуют сведениями о питании, режиме уровней, испарении и стоке, глубине промерзания. Ниже дано описание болотных рек, проводимое для целей осушительной мелиорации.

Французский эколог Ж. Дарст некогда сказал, что «болота – это молодость земли». Это так в том плане, что образующийся на болотах торф является одним из самых молодых геологических отложений. Если говорить о болотных реках, то их молодыми не назовешь, они по всем показателям характеризуют старость, истощение всех жизненных сил. Многие болотные и транзитные (околоболотные) реки унаследовали речные долины, оставшиеся после ледника, по которым в период его таяния протекали полноводные и бурные прареки.

Болотные реки характеризуются, как показано выше, множеством изгибов русла, извилистостью, вследствие чего уклоны дна их небольшие, а потому им характерны малые скорости течения воды и низкая водопропускная способность. Поперечные сечения русла по длине реки разнообразны, изменение ширины и глубины русла создает неравномерный водный режим в реке, что ведет к потерям напора и уменьшению скорости.

Русло реки характеризуется большими значениями шероховатости (таблица 69), из-за его заиленности, захламленности пнями, упавшими деревьями, растущей кустарниково-древесной растительности. Все эти дополнительные сопротивления движению воды вызывают для их преодоления затраты гидравлической энергии потока.

Из антропогенных причин снижения скорости и расхода воды в болотных реках следует назвать устройство язов и заколов (плетневых плотин для рыбной ловли), каждый из них вызывает подъём уровней на 10–20 см, уменьшая пропускную способность реки и вызывая **подтопление** прилегающих земель. Еще большее отрицательное влияние на реки оказывает строительство мельничных плотин и более высоких плотин для устройства водохранилищ (прудов) для хозяйственных и рекреационных целей.

Поэтому первоочередными задачами улучшения болотной реки являются: решение вопроса о судьбе плотин и мельниц, ликвидация заколов и язов, расчистка русла от хлама, от завалов реки на пешеходных тропах и дорогах из-за отсутствия мостов.

На рис. 127 показан характерный участок реки Пехорки (Московская область), проходящей через болото, которое предусмотрено мелиорировать для сельского и лесного хозяйства. Вся река до устья приведена на рисунке 128. На болоте показаны горизонталы поверхности и минерального дна болота. Река в пределах болота (на участке от пикета 29 до 62) имеет два притока, один из них – река Каменка с большой водосборной площадью.



Рис. 127. План части пойменного болота р. Пехорки (от пикета 29 до ГК 62):  
 1 – горизонтали поверхности; 2 – горизонтали минерального дна болот;  
 3 – динамическая ось потока и пикеты по трассе реки;  
 4 – линии геологических разрезов и скважины; 5 – дороги

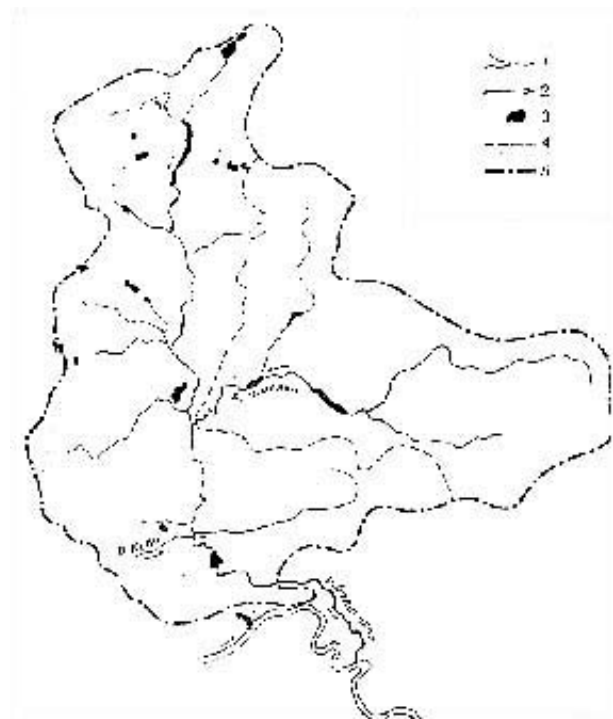


Рис. 128. Схема водосборной площади р. Пехорки: 1 – реки; 2 – направления течения;  
 3 – озера; 4 – границы частных водосборов; 5 – граница водосборного бассейна

График нарастания площади водосбора реки строят по результатам планиметрирования на плане масштабов 1:50 000...1:100 000 водосборных площадей притоков и реки в целом. Откладывая по оси абсцисс расстояния от истока реки, а по оси ординат – соответствующие выделенным створам водосборные площади по левому берегу реки, а ниже оси – площади по правому, получаем указанный график (рис. 129) площадь водосбора до устья составляет 545 км<sup>2</sup>.

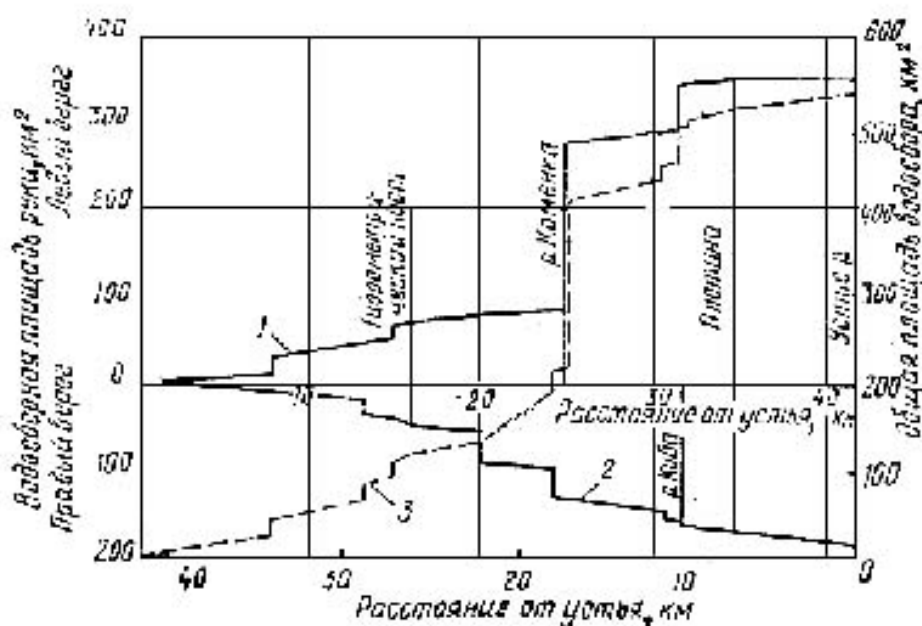


Рис. 129. График нарастания водосборных площадей р. Пехорки: 1 – площади на левом берегу; 2 – то же, на правом берегу; 3 – общая площадь водосбора

Наглядным характер реки становится после построения ее развернутого продольного профиля.

Сокращенный продольный профиль дает возможность разбить реку на характерные участки с однородными морфологическими параметрами её поймы. Сокращенный профиль строят в масштабах 1:500 000 по горизонтали и 1:100–1:50 по вертикали.

Для построения продольного профиля от устья реки к ее истоку по динамической оси потока (стрезень) разбивается пикетаж через 100 м. Динамическая ось примерно соответствует наибольшим глубинам русла, на плане она наносится с поперечных сечений реки, полученных при изысканиях.

Продольный профиль строят слева направо – от устья к истоку. На профиле наносят:

- отметки левой и правой бровок (с поперечных сечений или плана);
- отметки дна реки по стрежню, снятые с поперечных сечений, привязанных к геодезическому ходу, проложенному по берегу;
- отметки минерального дна болот при заторфованных берегах реки;
- отметки бытового (наиболее часто наблюдаемого) горизонта воды в реке;
- все впадающие в реку водотоки и подпорные сооружения;
- отметки наиболее пониженных частей поймы, находящихся на поперечниках, проведенных перпендикулярно к осредненному направлению русла, если они ниже отметок берегов реки.

На рисунке 130 приведен сокращенный профиль р. Пехорки, отметки правой бровки и дна нанесены попикетно, остальные через 5 пикетов.

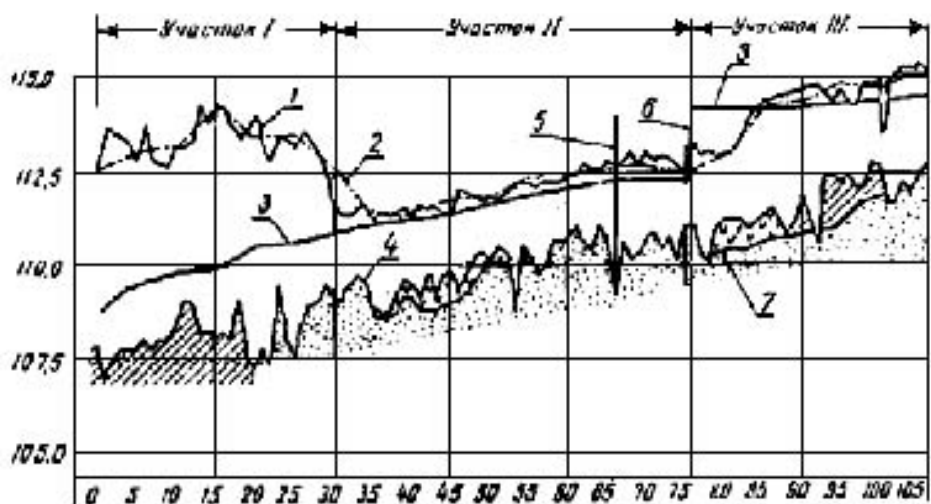


Рис. 130. Сокращенный продольный профиль р. Пехорки:  
 1 – правая бровка; 2 – левая бровка; 3 – бытовой горизонт воды;  
 4 – дно реки; 5 – мост; 6 – плотина;  
 7 – линия раздела литологических разностей пород

Следующим этапом оценки болотной реки является разбивка реки на характерные участки по её морфологическим характеристикам. При всей изменчивости реки по её длине всегда можно выделить на ней несколько (2–5) участков с близкими значениями глубин реки и до уровня воды, уклонами дна, наличием водостеснительных сооружений, притоков и т.д.

На рассматриваемом участке реки Пехорке четко выделяются три характерных участка: I – устьевой, незаболоченный с высокими

берегами; II – болотный с малыми глубинами, III – с прудом и впадением болотной реки К.

В таблице 75 приведены в качестве примера основные характеристики участков болотной реки Пехорки.

Таблица 75

**Характеристики реки по участкам**

Характеристики	Участки реки		
	I	II	III
Средняя глубина русла, м	5,0	2,0	3,0
Глубина от бытового уровня, м	1–4	1,2–0,5	0–0,7
Средний уклон	0,0006	0,0003	0,0001
Грунты	суглинок	торф	торф
Степень извилистости русла	1,71	1,43	1,29
Средняя ширина русла, м	26	22	30

Характерно, что даже в межень река «полноводна», уровни воды стоят около поверхности земли на глубине до 0,5 м.

Для полноты представления о реке проводят осреднение поперечных сечений по участкам. Промеренные сечения размещают на графике (рис. 131) так, чтобы горизонтальная ось совмещалась с бытовым горизонтом воды, а вертикальная – с гидродинамической осью потока и вычерчивают на одном рисунке все поперечные сечения выделенного участка.

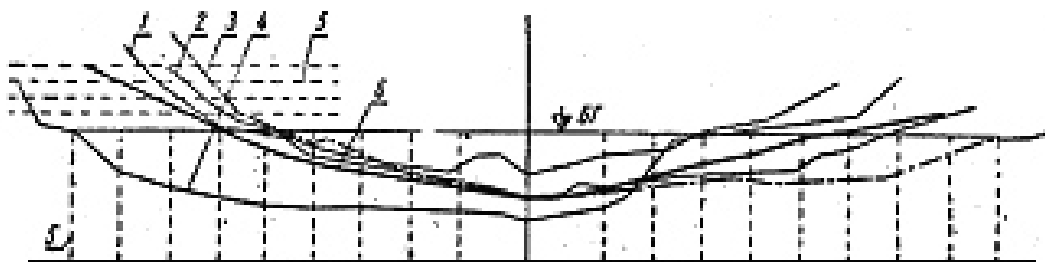


Рис. 131. Пример осреднения поперечных сечений на третьем участке русла реки: 1–4 – сечения русла на пикетах 91–94; 5 – горизонталы и вертикали, используемые для осреднения; 6 – осредненное сечение русла

После этого находят среднеарифметическое значение глубины на каждой промеренной ординате для части русла, заполненного водой, и вычисляют среднеарифметическое значение ширины русла выше оси абсцисс (бытовой, меженный уровень воды). При несовпадении промерных вертикалей осреднение выполняют по вертикалям, проведенным по обе стороны от оси ординат через равные промежутки. Аналогично проводят несколько горизонталей для получения



осредненного сечения в сухой части русла (рис. 131, левая сторона). Во всех случаях количество точек осреднения сечений не должно быть менее 10–15.

Для каждой реки по участкам вычисляют основные морфометрические характеристики, необходимые для гидрологических и гидравлических расчетов: площадь водного сечения  $\omega$ ; ширину реки или водоёма  $B$ ; среднюю глубину  $h$ ; наибольшую глубину  $H$ ; гидравлический радиус  $R$ , ширину по верху при бытовом уровне воды  $b$ .

Площадь, ограниченную профилем дна и уровнем воды, нормально расположенную к среднему течению потока, называют площадью водного сечения.

Полученные по вертикалям и горизонталям осредненные точки соединяют плавной кривой, характеризующей форму и размеры русла на выделенном участке.

В таблице 76 приведены значения параметров русла для всех типовых участков реки Пехорки, причем расчет для третьего участка выполнен аналитическим и графическим способами с весьма близкими результатами.

Для уменьшения объёма промерных работ на участках иногда целесообразно использовать зависимости  $\omega = f(H)$  и  $B = f(H)$ .

Для аналитического выражения кривых поперечных сечений русла усредненные характеристики его сопоставляют со значениями, свойственными параболической и полуэллиптической формам сечения.

Таблица 76

**Параметры осредненного русла реки**

№ участка реки	Способ определения	Размеры русла, м				$\frac{B}{H}$	$\frac{b}{h}$	$\frac{h}{H}$	$\frac{b}{B}$
		$B$	$H$	$b$	$h$				
I	Аналитический	26,4	4,9	16,6	1,7	5,4	9,8	0,35	0,63
II	Графический	21,8	1,95	17,1	1,54	11,2	11,1	0,79	0,78
III	Аналитический	30,2	2,8	25,3	2,26	10,8	11,2	0,80	0,81
	и графический	30,0	2,8	25,0	2,17	10,7	11,5	0,77	0,83

Пользуясь уравнением параболы в виде

$$b = B\sqrt{h/H} \quad (315)$$

и задаваясь величиной  $h$ , вычисляют значения  $b$ , необходимые для построения сечений:

$h, м$	0	0,2	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	2,8
$b, м$	0	8,1	12,7	18,1	22,2	25,6	28,6	30,2

Таблица 77

**Параметры поперечных сечений русла**

Форма сечения	Значение $b/B$ в зависимости от $h/H$ , равного									
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Парабола	0,32	0,45	0,55	0,63	0,71	0,77	0,84	0,89	0,95	1,00
Полуэллипс	0,44	0,60	0,71	0,80	0,87	0,98	0,95	0,92	0,99	1,00

Таблица 78

**Рекомендуемые заложения откосов**

Участок реки	Влажные откосы		Сухие откосы	
	фактические	допустимые	фактические	допустимые
I	2,5	2,5	1,35	1,0...1,5
II	2,8	2,5	2,8	1,5
III	2,8	2,5	2,7	1,5

Для проверки устойчивости поперечных сечений русла на типовых участках реки сопоставляют полученные осредненные параметры со значениями заложений откосов, рекомендуемыми нормами. Заложения откосов параболических сечений могут быть вычислены по формулам: для откосов ниже бытовых уровней воды

$$m = b/(4h) \quad (316),$$

для сухих откосов

$$m = B/(4H) \quad (317).$$

**10.6.4. Твёрдый сток**

Еще в проекте регулирования р. Дубны (Московская область), составленном в 1925 г. использовались материалы изучения распределения твёрдого стока. Упомянутый проект был реализован, река Дубна отрегулирована (спрямлена и углублена) на длине 57,5 км. Это была одна из первых крупных мелиоративныхстроек.

Исследования на болотной реке сводились к изучению взвешенных и донных наносов, их количества и химического состава, а также растворенных в воде веществ. Измерялись скорости движения воды в реке, включая вертикальную её составляющую по потоку. Было показано, что максимум наносов приходится на весеннее половодье (50% стока проходит весной, летний сток составляет 12–17% от общего) и осенний (октябрь–ноябрь) паводок. При суммарном стоке 27 тыс. м<sup>3</sup> за одиннадцать дней апреля по реке прошло 500 т наносов, расход их составил 110,2 кг/га затапливаемой поймы. Отмечено, что наиболее плодородный наилотк отложился на левой стороне поймы. Отмечено

вдоль по реке уменьшение содержания в воде железа, кремнезема, алюминия, повышение содержания CaO, MgO, фосфора и азота, это связано с повышением участия грунтовых вод в суммарном расходе реки. Уменьшилась кислотность воды, рН с 7,9 снизилось с 6 до 6,7.

Отложение на пойме ила резко изменялось по длине реки: от 12,7 т/га в понижениях, где долго застаивалась вода, до 0,15 т/га в нижнем течении.

В последующие годы подобные гидрологические исследования проводились на многих реках, они позволили выработать правила по осушению пойм с сохранением поступления плодородного ила.

Твёрдый сток с болот незначительный. Максимальной величины достигает при строительстве осушительных систем, при рытье каналов в минеральных грунтах. Тогда взвешенные наносы и торфяная «буза» могут загрязнить реку-водоприемник. Для защиты её от наносов рекомендуют устраивать на период строительства в устьях каналов отстойники.

#### 10.6.5. Сток растворённых веществ

Изучение химического состава речных вод имеет большое значение при использовании их для питьевого и промышленного водоснабжения, орошения и энергетики.

В реках, в зависимости от содержания ионов в воде, выделены следующие гидрохимические классы вод: гидрокарбонатный с преобладанием иона  $\text{HCO}_3^-$ , сульфатный (ион  $\text{SO}_4^{2-}$ ), хлоридный ( $\text{Cl}^-$ ). Большинство рек России принадлежит к гидрокарбонатному классу. Воды преимущественно слабоминерализованные. Реки, относящиеся к сульфатному классу, распространены в засушливых районах европейской части (Приазовье и Кавказ). Эти воды имеют обычно значительную минерализацию. Реки хлоридного класса встречаются в засушливых полупустынных районах Кавказа. Воды этого класса преимущественно высокой минерализации.

Основной источник солей – грунтовые воды. Проходя через различные породы, грунтовые воды растворяют соли этих пород и доставляют их в реки в больших концентрациях.

**Химический состав**, общая минерализация воды зависят от типа питания рек и режима годового стока, состава почв, с которыми соприкасается поверхностный сток, от литологического состава пород и грунтов, в которых протекают грунтовые воды.

Реки, вытекающие из болот, имеют мало минерализованную воду, но со значительным количеством органического вещества гуминного происхождения.

Химический состав болотных вод формируется под влиянием биохимических процессов, протекающих в торфяной залежи при участии атмосферных осадков и приточных вод. Основное воздействие на химический состав стока с болот оказывают свойства торфов, слагающих торфяную залежь.

Химический состав воды рек изменяется во времени в зависимости от преобладающего вида питания реки. Увеличение поверхностного стока приводит к уменьшению минерализации речной воды, снижение его и увеличение грунтового питания способствуют повышению минерализации. Поэтому в период половодья или паводков минерализация воды бывает минимальной, в период зимней и летней межени достигает максимума.

Количество растворенных веществ ( $G$ ), проносимых через живое сечение потока в единицу времени, называется расходом растворенных веществ

$$G = aQ, \quad (318)$$

где  $G$  – расход растворенных веществ, кг/с;  $a$  – концентрация ионов, мг/л;  $Q$  – расход воды.

**Расход растворенных веществ**, отнесенный к какому-то периоду времени, представляет суммарный сток выносимых рекой солей (ионный сток). Сток растворенных солей в устьях некоторых больших рек достигает значительных размеров (табл. 79).

Таблица 79

**Средний годовой ионный сток**

Река	Площадь бассейна, тыс. км <sup>2</sup>	Ионный сток, млн.т/год
Лена	2420	59,8
Волга	1350	54,4
Енисей	2470	43,2
Обь	2450	33,8
Северная Двина	350	13,8
Амур	1620	9,11
Печора	259	5,66
Кубань	61,5	3,04

Основная часть ионного стока приходится на весеннее половодье, хотя минерализация воды в это время минимальная; на реках с половодьем в теплое время года (дальневосточный тип) максимальный сток растворенных веществ наблюдается летом.

Химический состав речной воды неоднороден и зависит от физико-географических условий, среди которых особое значение имеют климат, почвенный покров и геологические породы, слагающие бассейн.

Атмосферные осадки, просачивающиеся через породы земной коры, обогащаются солями, количество которых в большой мере зависит от характера пород. Например, вода, просачивающаяся через бедные солями болотные почвы, содержит главным образом органические вещества и отличается малой **минерализацией**, под которой понимают концентрацию растворенных в воде химических веществ, выражают её в мг/л.

Поверхностное питание (снеговое и дождевое) характерно тем, что создает малую минерализацию с преобладанием в речной воде ионов  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{HCO}_3^-$ . Такой состав ионов объясняется тем, что поверхностные воды могут выщелачивать из грунтов только те соли, которые находятся близ поверхности земли. Подземные воды, питающие реки, имеют большую минерализацию. Это объясняется тем, что они больше выщелачивают из пород растворимых веществ. Подземные воды приносят в реки ионы легко растворимых солей ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$ ).

При увеличении поверхностного питания минерализация речной воды уменьшается и, наоборот, при уменьшении поверхностного и увеличении подземного питания минерализация возрастает.

Хозяйственные мероприятия в значительной степени изменяют химизм речных вод. Сбрасываемые в реки промышленные и сточные воды, а также строительство водохранилищ резко изменяют их естественный химический состав.

Все природные воды, в том числе и речные, по преобладающему аниону делятся на три класса: гидрокарбонатные (и карбонатные) воды с преобладанием анионов  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , сульфатные – с преобладанием аниона  $\text{SO}_4^{2-}$  и хлоридные, в которых преобладает  $\text{Cl}^-$ . Каждый класс по преобладающему катиону делится на три группы: кальциевую, магниевую и натриевую.

Характерной особенностью гидрохимического режима речных вод на территории России является широтная зональность: в направлении с севера на юг (от зоны тундры к зоне полупустынь) наблюдается увеличение степени минерализации речных вод и изменение класса вод от гидрокарбонатного к сульфатному. В этом же направлении увеличивается жесткость воды и уменьшается содержание органических веществ.

Воды большинства рек СССР принадлежат к гидрокарбонатному классу.

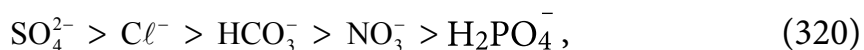
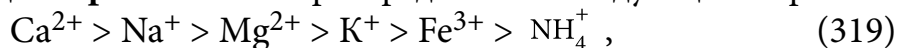
Химический состав болотных вод в решающей степени зависит от типа торфяной залежи и залегающих торфов.

В процессе болотного почвообразования при различии условий водно-минерального питания, которые в свою очередь изменяются на разных этапах формирования торфяной залежи, формируются разнообразие по физико-химическим свойствам торфа. Торфяная вода представляет собой раствор, в котором растворенными являются высокомолекулярные органические и минеральные вещества в коллоидном, молекулярном и ионном состоянии. В них в растворенном состоянии в большом количестве содержатся органические вещества.

Торфяные воды по минерализации сильно отлагаются от вод, стекающих с болота и поступающих в него. Торф является природным ионообменником, причем ионообменные процессы протекают в основном в кислой среде, так как водородный показатель кислотности рН большинства болотных вод меньше семи. Общая минерализация торфяных вод уменьшается от низинных болот к верховым. Величина общей минерализации вод верховых болот очень мала и близка к минерализации атмосферных осадков. Как и атмосферные (рН 4,0–5,2), воды верховых болот имеют кислую реакцию среды (рН 3,6– 5,6). Среднегодовое содержание ионов  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{K}^+$  несколько больше в атмосферных, чем в болотных водах верховых болот.

Потребность растений в элементах питания на верховых болотах столь велика, что значительная часть этих ионов, поступившая из атмосферы, быстро усваивается произрастающими растениями, а часть  $\text{NH}_4^+$  и  $\text{K}^+$  поглощается торфом. Содержание иона  $\text{HCO}_3^-$  в болотных водах при рН < 4 крайне незначительно вследствие высокой концентрации ионов водорода, а следовательно, и малой диссоциации  $\text{H}_2\text{CO}_3$ .

Ионы в водах **верховых болот** распределяются следующим образом:

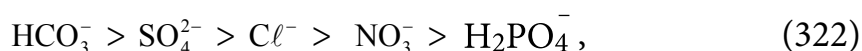
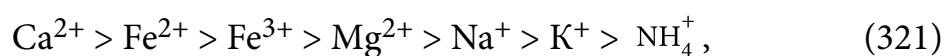


Химический состав неоднороден даже в пределах одного торфяного месторождения и определяется географическим положением и геоморфологией, а также изменяется по глубине и во времени. Кроме минеральных компонентов, в состав вод торфяных залежей входят также и растворенные органические вещества: моносахариды, урсонные кислоты, полимеры углеводов, гуминовые кислоты, битумы,

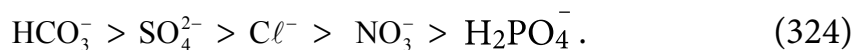
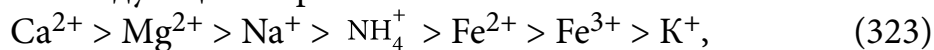
азотистые и другие соединения. Количество воднорастворимого углерода в 5–8 превышает сумму минеральных компонентов. Баланс между катионами и анионами не соблюдается.

**Переходные болота** питаются мягкими грунтовыми водами и атмосферными осадками. Болотные воды отличаются низким содержанием минеральных элементов, обогащены растворенным органическим веществом. Воды имеют слабо кислую реакцию. Общая среднегодовая минерализация выше минерализации вод верхового болота и достигает 30–40 мг/л.

Ионы в водах переходных болот распределяются в следующем порядке:



Воды **низинных болот** имеют слабо кислую и нейтральную реакцию (рН 6,1–7,2). Воды, как правило, имеют карбонатно-кальциевый состав. Валовое содержание азота достигает 1,5–5,0 мг/л. Для низинных болот основным источником водно-минерального питания служат почвенные и напорно-грунтовые воды. Содержат относительно немного воднорастворимых веществ. Ионы в водах низинных болот распределяются следующим образом:



В таблице 80 приведены сводные показатели состава болотных вод (по данным Л.И. Инишевой, 2003).

Наличие большого количества гумусовых веществ специфической природы объясняет отсутствие в болотных водах баланса между катионной и анионной составляющими. Среди них выделяют две главные совокупности: гуминовые кислоты и фульвокислоты. Наиболее растворимы фульвокислоты. Содержание их в болотных водах почти на порядок превышает содержание гуминовых кислот. Воды в этом случае обладают интенсивной желто-бурой окраской (цветность более 4°), а величина окисляемости в среднем составляет 200–300 мг О<sub>2</sub>/л (Окисляемость воды в снеге составляет 12,3 мг кислорода на литр).

Органическое вещество в болотных водах характеризуется в среднем следующими компонентами, в зависимости от геоморфологического положения болот (мг/л): углерод воднорастворимый – 56,6–92,5; окисляемость биохроматная – 249,7–315,8; гуминовые кислоты – 7,7–12,8.

**Химический состав болотных вод России по обобщенным данным**

Показатели	Типы болот		
	олиготрофные	мезотрофные	эвтрофные
Реакция среды	3,4–4,2	3,9–4,9	5,4–7,6
Общая минерализация, г/л	0,006–0,019	0,019–0,065	0,096–0,952
Углерод, мг/л	34,0–105,0	29,0–81,0	8,0–26,0
Окисляемость бихроматная, мг/л	91,0–280,0	77,0–216,0	21,0–69,0
Углерод/Общая минерализация	5,8	1,7	0,04
Катионы, мг/л:			
Ca <sup>2+</sup>	0,78–3,76	2,78–8,80	12,80–194,0
Mg <sup>2+</sup>	0,23–1,30	0,50–1,65	3,10–25,30
Na <sup>+</sup>	0,46–2,92	0,41–3,45	2,95–9,35
K <sup>+</sup>	0,12–1,76	0,16–2,00	0,42–3,91
Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3+</sup>	0,10–2,31	0,30–2,46	0,32–0,63
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,14–2,10	0,17–2,43	0,10–2,89
Анионы, мг/л:			
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	–	4,61–21,73	61,02–714,06
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,54–17,75	0,72–18,44	4,01–44,53
Cl <sup>-</sup>	1,46–4,25	1,76–3,57	0,58–5,34
P	0,008–0,10	0,007–0,11	0,009–0,87

Хотя в настоящее время среднегодовые показатели качества вод еще далеки от предельно допустимых концентраций, в отдельные гидрологические периоды содержание химических элементов может выходить за их пределы и требуется осуществлять меры по предупреждению этих негативных явлений.

**10.6.6. Химический состав болотных вод**

Гидрохимический режим болот формируется в зависимости от климатических условий, геоморфологического и геологического строения территории, почв и растительности. Климатический фактор является основным. Верховые и низинные болота обогащают воду большим количеством органических соединений с высокой окисляемостью и цветностью и малой минерализацией.

Происходят сезонные и многолетние изменения минерального и химического состава речных вод: снижается рН, большей становится цветность, снижается степень выраженности гидрокарбонатной характеристики вод.



После осушения и освоения болот под сельскохозяйственные культуры может идти загрязнение вод аммонийным и нитратным азотом, повышается содержание в воде железа.

Содержащаяся в торфе вода и её химический состав определяются водно-минеральным питанием болота, т.е. зависят в решающей степени от химического состава атмосферных осадков, поверхностных, грунтовых, грунтово-напорных, речных и других вод. Торфяная вода – водный раствор высоко- и низкомолекулярных органических и минеральных веществ. Минимальной минерализацией характеризуются воды верховых болот (40–70 мг/л), промежуточное положение (70–180 мг/л) занимают переходные болота, максимальная минерализация свойственна водам низинных болот (180–290 мг/л), а ольховые и тростниковые торфа до 400–700 мг/л, на притеррасных болотах до 1 г/л и более.

Ионный состав болотных вод разнообразен. Содержание катионов кальция, которые являются основными регуляторами биохимических процессов и нейтрализаторами кислотности торфов в болотных водах изменяется от 15 мг/л в верховых до 85 мг/л в низинных торфах. Содержание ионов магния соответственно от менее 5 мг/л до 3–15 мг/л в водах низинных болот. Низинный торф является своеобразным ионообменником, поступающая на болота со склонов жесткая вода в кислой среде трансформируется, меняется её ионный состав, жесткость снижается с 5–7 до 3–4 мг-экв./дм<sup>3</sup>.

На пойменных болотах накапливающиеся соли ежегодно в половодье выносятся в реки. Снятие поёмности, ограждение осушаемого массива от притока склоновых вод на Картагонском болоте (Иркутская область) привело к тому, что промывка почв в начале лета почти не происходит. Грунтовые воды в пойме слабо минерализованы (0,2–0,5 г/л), почвы же характеризуются средней засоленностью: в верхнем слое 0–20 см содержится 1–1,3% солей, в слое 20–100 см – 0,5–1% и на глубине 1,5 м – менее 0,5%. Содержание солей в почве и подстилающей породе подчиняется сезонной ритмичности; максимальное количество их наблюдается в начале лета, минимальное – в период выпадения летне-осенних осадков перед промерзанием почвы. Максимальное количество токсичных солей аккумулируется в верхнем 30-сантиметровом слое – до 0,16% от веса сухой почвы, а на глубине 1 м – 0,07–0,11%, что превышает допустимую для растений концентрацию солей 0,03–0,05%. Среди солей преобладает сода.

Засоление почв – одна из основных причин низкой эффективности использования болота. Поэтому при осушении необходимо предусматривать промывной режим почв, особенно в начале вегетации.

Полые воды, особенно с «богатых» полевых водосборов содержат много илистых частиц, оказывающих удобрительное воздействие на почву. Вода с лесных и болотных площадей, вследствие содержания в ней органических кислот, не обогащает, а выщелачивает торфяную почву.

Вода в торфе и болотных реках различается не только по химическому составу органической и неорганической части, но и цветностью, кислотностью, окислительно-восстановительным потенциалом, содержанием взвешенных веществ, величиной плотного остатка и другими показателями.

### 10.7. Геосток и охрана вод от загрязнения

В практику гидрологии в последние годы входит термин **геосток**, под которым понимается средний за период времени суммарный поток вещества  $R$  и энергии  $E$ , который измеряется в конкретных звеньях речной системы. Величина геостока

$$R = Q_0 (\rho + s + c + r), \quad (325)$$

где:  $Q_0$  – средний расход воды,  $\text{м}^3/\text{с}$ ;  $\rho$ ,  $s$ ,  $c$ ,  $r$  – средние характеристики соответственно плотности и мутности воды, концентрации растворенных веществ и содержания в воде биологических компонентов, все величины в  $\text{кг}/\text{м}^3$ .

Геосток зависит от местных особенностей формирования водного баланса и факторов, влияющих на эрозию и смыв почвы, направленность русловых процессов, химическую денудацию и биопродуктивность.

Изменение геостока, выражающееся в уменьшении речного стока и повышении концентрации твёрдых наносов, растворенных веществ и микробиологических компонентов ведет к трансформации качества воды.

Геосток и качество воды для малых рек носят зональный характер. Установлено, что при площади водосбора меньше  $2000 \text{ км}^2$  усиливается воздействие местных, часто азональных факторов на формирование стока. Азональные факторы усиливаются при изменении водообмена между поверхностным и подземным стоком, особенно на малых реках. При этом основное водохозяйственное значение имеют уменьшения характеристик стока воды в направлении с севера на юг и с запада

на восток под влиянием увеличения степени аридности климата и удаленности от Атлантического океана. Эти тенденции проявляются во внутрисезонной изменчивости стока, приводящей в одних случаях к истощению стока и промерзанию малых рек, в других, к наводнениям, селям и другим явлениям, нарушающим безопасность жизнедеятельности человека.

Помимо естественных процессов в изучении нуждаются вызываемые антропогенной деятельностью воздействия на сток, особенно проявляющиеся на малых реках, и включающие их деградацию, обмеление и евтрофикацию, снижение качества вод, увеличение токсичности водной среды, что ведёт к разрушению водных экосистем и здоровья человека.

Многолетние исследования В.С. Брезгунова в Белорусском Полесье показали, что на мелиорированных торфяных почвах изменение химического состава и свойств природных вод происходит на 80–90% под влиянием четырех факторов: изменения интенсивности и направленности почвообразовательных процессов на мелиорированных землях; увеличения содержания техногенных элементов и изменения свойств атмосферных осадков; повышения доз удобрений и других химмелиорантов, применяемых на территории водосборов; изменения естественных характеристик водосборов (степень заболоченности, лесистости, закустаренности, распаханности и др.).

**Осушение и освоение земель коренным образом изменяют почвообразовательный процесс в гидроморфных и полугидроморфных почвах.** При этом восстановительные процессы сменяются окислительными, аккумуляция органического вещества в виде гумуса и торфа сменяется его разрушением и минерализацией. Осушение привело к возрастанию минерализации почвенно-грунтовых вод на 30–40%, а окультуривание повысило её в пять раз (со 135 до 545 мг/л). Содержание калия также возросло в пять, а сопутствующего калийным удобрением хлора – в десятки раз, многократно увеличилось содержание кальция, натрия и серы.

Исследованиями в центральной России выявлено, что воды неосушаемых болотных массивов имеют низкую минерализацию, которая составляет в среднем 65–140 мг/л (по сумме основных ионов) и большей частью слабокислую реакцию (рН 6–6,5). Содержание кальция в водах колеблется в пределах 4–33 мг/л, магния – 2–5, сумма калия и натрия – 3–46, содержание серы – 4–34, хлора – 1,4–14, двухвалентного железа – 0,4–0,7, трехвалентного железа – 0,05–2, гидрокарбонатов – 24–185, водорастворимых органических веществ – 158–236 мг/л.

Под влиянием только осушения увеличивается минерализация вод на 40–50 мг/л, растет щелочность. По сравнению с водами неосушаемой торфяной залежи повышается содержание кальция, магния, калия, натрия, фосфора, гидрокарбонатов, хлора.

С увеличением срока использования осушаемых торфяных почв увеличивается минерализация почвенно-грунтовых и дренажных вод. Общая минерализация почвенно-грунтовых вод возрастает с 65–140 мг/л на целинных торфяниках, до 790–1408 мг/л на осушаемых и осваиваемых, в течение 13–30 лет. В составе дренажных вод вновь осваиваемых участков в 3–4 раза увеличивается содержание калия и хлоридов, в 1,2–1,9 – кальция и магния, в 2 раза – сульфатов. В водах хорошо окультуренных почв количество калия возрастает в 14 раз, хлоридов и сульфатов – в десятки раз, содержание органического вещества при этом уменьшается в 1,3–2,5 раза и более.

Годовой вынос минеральных веществ с неосушаемых торфяных почв в 4 раза ниже, чем с освоенных. На целинных торфяниках он составляет 140–170 кг/га минеральных и 156–172 кг/га органических веществ, на осушаемых торфяниках – соответственно 260 и 200 кг/га. С окультуренных массивов вынос изменяется до 600–1000 кг/га минеральных и до 100–120 кг/га органических веществ. Вынос азота с полей, занятых пропашными культурами, достигает 20–25, на паровых участках – 40–95, под посевами трав – 4–5 кг/га.

На неосушаемых торфяных почвах общая минерализация вод постепенно возрастает от весны к осени, а на осушаемых и окультуриваемых сезонная ее динамика носит скачкообразный характер. Резкое увеличение в водах содержания калия, натрия, хлора и некоторых других элементов наблюдается весной после внесения основного удобрения и летом после проведения подкормок.

Применение удобрений в повышенных нормах (более 200 кг/га д.в.) способствует увеличению в почвенно-грунтовых водах нитратов (до 110 мг/л), калия и натрия (от 5 до 111 мг/л), хлора (от 3 до 65 мг/л), гидрокарбонатов (от 60 до 320 мг/л), и серы (от 27 до 66 мг/л).

По данным многолетних исследований, проведенных в Карелии, вынос минеральных веществ с дренированного маломощного торфяника одинаков с неосушенным болотом. Вынос нитратного азота ( $\text{NO}_3$ ) с осушенных торфяных почв ниже, чем с неосушенных. На минеральных почвах вынос азота в отдельные годы приближается к предельно допустимому значению для водоприемников. Вынос калия незначителен (в среднем 1–1,5 кг/га). При дренировании земель минерализация

воды увеличивается в основном за счет гидрокарбонатов. Содержание ионов в дренажных водах в 2–5 раз больше, чем в речных водах. По мере движения воды по каналам и ручьям концентрация их снижается в 4 раза и более за счёт разбавлений. В устьях лесных ручьев сбросные воды по химическому составу мало отличаются от речной воды. Общая минерализация дренажных вод в условиях Севера существенно меньше предельно допустимых норм для питьевой воды (500 мг/л). Ниже она по хлоридам и по сульфатам. Загрязнение рек наблюдается здесь только в период мелиоративного строительства.

На формирование химического состава дренажных вод существенно влияет тип сельскохозяйственного использования. Особенно различаются между собой пашня и культурное пастбище, поскольку на последнее удобрение вносят преимущественно под заправку 1 раз в несколько лет, на пашне – ежегодно несколько раз.

**Важнейшие агротехнические мероприятия** включают: применение прогрессивных приемов по обработке почв, посеву, уходу за посевами, выбору сортов, в том числе посев трав в первый год освоения торфяного массива и уменьшение норм внесения минеральных удобрений в первые годы эксплуатации; отказ от использования удобрений по снегу и в весенний период до оттаивания почвы; дробное внесение удобрений; применение гранулированных удобрений; использование пестицидов только кратковременного действия.

**Основные гидромелиоративные мероприятия** по предотвращению выноса солей и загрязнения рек: устройство водоохраных зон; защита почв от водной эрозии, нормированное осушение и увлажнение торфяных и других почв, повторное (многократное) использование сбросных и дренажных вод, техническую возможность и экономическую целесообразность которого важно рассматривать отдельно в каждом конкретном случае.

Для очистки поверхностных вод от загрязнения в последние годы рекомендуется применять высшие водные растения, улучшающие биологические и гидрохимические свойства воды. Они особенно эффективны в устьях коллекторов и каналов, на затопливаемых откосах каналов, в борьбе с меандрированием.

Сток с болот ухудшает качество речных вод, степень негативного влияния зависит от соотношения расходов (объёмов) стока с болот и реки. После осушения, особенно в первые годы, при сработке «вековых» запасов воды на болоте качество воды ухудшается.

В 1802 г. было осушено большое болото в четырех верстах от Стрельнинского дворца в имении великого князя Константина Павловича (ныне дворец используется как резиденция Президента РФ) под Петербургом. Осушение и освоение отличалось высокой эффективностью для земледелия и оздоровления местности. Любопытное наблюдение о загрязнении реки болотной водой зафиксировал Г.И. Энгельман – автор проекта и строитель системы, ставший одним из первых экологов-мелиораторов. Он писал: *«сия стекавшая с болота вода месяца в два так испортила воду в реке Стрелке, что в тот год в устье сей реки, впадающей в море, никакой не попадалось рыбы; также и лососков, которые всякое лето из моря в реку заходили, совсем не было; опять же появились сии лососки с прочею рыбою на другой год после осушения, только не так изобильно, как прежде».*

### 10.7.1. Болота как «очистители» сточных вод

В последние годы много говорят о большой сорбционной ёмкости торфяных болот, которые рекомендуют использовать для очистки сточных вод от технобиогенных загрязнений, поскольку органоминеральный комплекс болота обладает самоочищающимися свойствами. Особенно это относится к органическим веществам.

Процесс миграции загрязнений в толще болота, подаваемых с водой в концентрации  $C$  (г/м<sup>3</sup>) описывается сложным дифференциальным уравнением, распространение загрязнений в болоте имеет пространственный характер. Пренебрегая поперечным рассеиванием загрязнений в болоте, В.И. Косов и В.В. Панов (2003) получили уравнение

$$N_э \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} - kC, \quad (326)$$

где  $N_э$  – эффективная пористость торфяных (торфяно-сапропелевых) отложений низинного болота;  $D$  – коэффициент конвективной диффузии в продольном (по оси  $x$ ) потоке загрязняющего вещества;  $v$  – скорость фильтрации, м/сут;  $k$  – коэффициент трансформации загрязняющего вещества. Решение этого уравнения сложно и нуждается в дальнейшем упрощении модели и новых допущениях, пока удовлетворительное решение не найдено.

Функцию болот как естественных биологических фильтров рассмотрел Г.Ф. Кузьмин, приводим его мнение.

Верховые болота питаются только атмосферными осадками. В летний период эти осадки почти полностью уходят на испарение

и на поддержание необходимой для жизни болота влагоёмкости деятельного горизонта. Летние осадки, достигнув верхового болота, поступают обратно в атмосферу, испарившись через болотную растительность. Осенние осадки большей частью аккумулируются в деятельном горизонте и в небольшом количестве стекают с болота, захватив определенное количество растворенных органических соединений. Эта часть осадков должна бы подвергнуться очистке во время прохождения деятельного горизонта. Но это, как правило, поздняя осень и рост растений прекращается, прекращается и аккумуляция растениями питательных минеральных веществ. Таким образом, роль верховых болот как биологического фильтра в этот период года сомнительна. Остаются еще зимние осадки – снег. Если в осенний период деятельный горизонт достиг полной влагоёмкости, то по мере таяния снега внешние (они же вешние) воды довольно быстро скатываются в речную сеть и на окраины. Причем открытые верховые болота отдают воду гораздо раньше, чем окружающие суходолы – леса. Эти воды проходят частичную очистку, но неполную, т.к. растительный мир болота еще не заработал на полную мощность (он ещё часто во льду). Воды же скатываются с верховых болот весьма интенсивно. Если же под зиму деятельный горизонт ушёл не полностью насыщенным водой, то при таянии снега он добывает необходимую влагу, а оставшаяся уходит фильтрационным и поверхностным стоком. В этом случае очистка вод должна быть более глубокой. Правда эта же вода насыщается и органическими веществами. Совершенен ли подобный фильтр? Вряд ли. Если бы на месте такого верхового болота находился лес, он бы эту функцию выполнил гораздо лучше. В этом плане важно отметить следующее. При разведках месторождений торфа, как верхового, так и низинного типов специалистами-гидрогеологами на основании химических анализов всегда делается вывод, что *воды, заключенные в торфяной толще, для питьевого снабжения не пригодны.*

Можно встретить утверждения, что верховые болота удерживают в себе соли и окислы тяжелых металлов, попадающих на них из атмосферы. Это так, но никакие болота не спасут от этого загрязнения, если не предпринимать эффективных мер по предупреждению концентрации этих металлов в атмосфере. Ибо они в многократно большем количестве оседают и на лугах, полях и в лесах, поскольку этих территорий значительно больше.

Низинные болота, расположенные в поймах рек и на нижних террасах, пропускают через себя поверхностно-приточные воды

с окружающих более возвышенных суходольных территорий. Соответственно они проходят определенную очистку. Действует этот фильтр особенно успешно весной и летом при больших осадках, когда на его поверхности остаются значительные остатки механических взвесей, а также и минеральные растворенные компоненты. Роль низинных пойменных и притеррасных болот как естественных биологических фильтров несомненна. К сожалению, такую функцию часто приписывают именно верховым болотам, роль которых в этом плане ничтожна.

В связи с недостатком кальция на верховых болотах неблагоприятная биогеохимическая обстановка усугубляется неблагоприятным газовым режимом. Из-за низкой биохимической активности болот продуцирование на них необходимой для фотосинтеза углекислоты не обеспечивает этот процесс, что лимитирует биопродуктивность сопредельных с болотом территорий.

### 10.8. Баланс зольных элементов

Баланс зольных элементов составляется для оценки химических и биологических процессов, протекающих в почве, качества вод и питательного (пищевого) для растений режима торфа при его использовании.

В приходную часть баланса входят следующие элементы: запас питательных веществ в торфе в начале периода  $G_1$ ; поступление зольных элементов с осадками  $G_p$  с семенами  $G_c$ , с грунтовыми и напорными водами  $G_T$ , из воздуха с пылью и за счёт поглощения газообразного азота  $G_B$ , образование питательных веществ в почве микроорганизмами  $G_M$ , внесение удобрений  $G_{уд}$ .

В расходную часть баланса входят: вынос зольных элементов с урожаем и сорняками  $G_y$ ; вымыв питательных элементов поверхностным стоком  $G_c$ ; вынос веществ с дренажным стоком  $G_d$ ; запасы элементов питания в конце расчетного периода  $G_2$ .

Уравнение баланса зольных элементов имеет следующий вид:

$$(G_p + G_c + G_T + G_M + G_B + G_{уд}) - (G_y + G_c + G_{ур} + G_d) = G_2 - G_1. \quad (327)$$

Основными приходными элементами баланса являются  $G_n$ ,  $G_{уд}$ , на землях грунтового и грунтово-напорного питания существенна роль  $G_T$ .

Осушение и использование торфяных болот быть направлено на сохранение и приумножение плодородия почв, сокращение потерь элементов питания растений (азот, фосфор, калий, кальций и др.) с дренажным, поверхностным стоком и грунтовыми водами.



Элементы водного и питательного баланса должны приниматься по данным изысканий, проводимых на болотах с использованием материалов гидрометеорологических наблюдений, рекомендаций научных и опытно-производственных организаций.

К сожалению, пока уровень научных разработок не позволяет оценить все входящие в уравнение элементы с достаточной точностью.

Появляются результаты исследований по солевому балансу почв и грунтовых вод.

Солевой баланс почвы (кг/га):

$$\Delta G = G_p + G_{уд} - G_c - G_y \pm G_T, \quad (328)$$

где  $\Delta G$  – изменение запасов солей в почве в рассматриваемый период времени;  $G_p$  – поступление солей с атмосферными осадками;  $G_{уд}$  – поступление солей с удобрениями;  $G_c$  – вынос солей с поверхностным стоком;  $G_T$  – поступление солей с грунтовыми водами (+) и сброс их в нижележащие породы (-).

Солевой баланс грунтовых вод:

$$\Delta G_T = \pm G_d + G_1 - G_2 \pm G_p, \quad (329)$$

где  $G_1 - G_2$  – разность между поступлением солей с грунтовыми водами и выносом ими за пределы балансового участка;  $G_p$  – солеобмен с нижележащими водоносными горизонтами;  $G_y$  – вынос питательных веществ с урожаем.

Расчет динамики питательных веществ на торфяных почвах по методу солевого баланса начали применять только в последние годы и, к сожалению, при этом допускается серьезная методическая ошибка – не учитывается деформация торфяной залежи под влиянием осадки и сработки (минерализации) органического вещества торфа после осушения и при использовании торфяной почвы. Если на минеральных почвах любой слой по толщине (30, 50, 100 см и т.д.) в начале и в конце расчетного периода почти одинаков, то на торфяных почвах постоянно понижаются поверхность и все её слои, а, следовательно, изменяется толщина расчетного слоя.

Максимальной величины осадка торфа достигает у поверхности почвы, с глубиной она уменьшается по кривой, близкой к параболе и достигает нулевого значения у подошвы торфяной залежи.

О возможных подходах к оценке выбора и сопоставимости расчетного слоя в начале и в конце периода, для которого составляется баланс, возможны три варианта:

1. Слой торфа принимается неизменным и равным в начале и в конце периода. Вариант ошибочный, так как в балансе запасы

элементов питания в начале периода будут занижены из-за не учета слоев торфа ниже глубины  $m$ .

2. За отправной принимается конец расчетного периода. Если для него толщина расчетного слоя  $m$ , то в начале периода за расчетную величину надо принимать  $m + S$ , где  $S$  – понижение поверхности за расчетный период времени  $m$ .

3. Расчет выполняется в начале периода для слоя  $m$ , тогда в конце периода  $m - S + S_m$ , т.е.  $m_p < m$ , где  $S_m$  – понижение слоя торфа на глубине  $m$ .

Расчеты по трем методам по материалам исследований, выполненных на низинном болоте Кальское на трех участках с разной глубиной грунтовых вод, показали, что за 30 лет после осушения в процессе сельскохозяйственного использования содержание подвижного азота ( $\text{NO}_3$ ), подвижного фосфора ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ) и обменного калия ( $\text{K}_2\text{O}$ ) в однометровом слое без учёта и с учётом осадки торфа дали противоречивые тенденции. Чтобы избежать этого следует использовать третий метод (Б.С. Маслов, П.И. Пыленок, В.П. Зоткин, 1996).

В течение многих лет ведутся исследования водно-солевого режима зоны аэрации и грунтовых вод (особенно в условиях орошения) и разрабатываются математические модели с использованием дифференциальных уравнений для обоснования благоприятных для земледелия с учётом охраны природы солевых режимов почвы.

### Контрольные вопросы

1. Приведите основные характеристики реки и водосборной площади.
2. Ламинарное и турбулентное течение, число Рейнольдса.
3. Последовательность гидравлического расчета рек и каналов.
4. Шероховатость поверхности и коэффициент сопротивлений, их учёт при расчете пропускной способности реки.
5. Природа циркуляционных, винтообразных течений в реке.
6. Ускорение Кориолиса и его влияние на реки.
7. Русловые процессы и твёрдый сток реки.
8. Природа образования взвешенных и влекомых наносов. Число Фруда.
9. Деформации речного русла, определение его устойчивости.
10. Что такое базис эрозии?
11. Особенности болотных рек.
12. Что входит в понятие гидрографическое описание реки?

13. Поясните порядок построения графика нарастания водосборной площади.
14. Продольный профиль реки, его назначение и построение.
15. Для чего осредняют поперечные сечения реки и какие формы описания осредненных сечений.
16. Основные положения формирования стока растворимых веществ с болотных массивов.
17. Принципиальные отличия ионного стока с разных типов болот.
18. Геосток и борьба с загрязнениями рек.
19. Можно ли болота использовать для очистки сточных вод?
20. Баланс зольных элементов при оценке водного и пищевого режимов почв и рек.

## **ГЛАВА 11. ВЛИЯНИЕ ОСУШЕНИЯ БОЛОТ НА РЕЧНОЙ СТОК И ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ**

Вопрос, вынесенный в название главы, чрезвычайно остро поднимается в периоды антимелиоративных настроений в обществе, при этом в пылу полемики нередко белое представляется чёрным и, наоборот, особенно в части влияния осушения и освоения болот на речной сток. Поэтому эти два вопроса вынесены из соответствующих разделов в самостоятельную главу. Написано по ним в общедоступной литературе чрезвычайно много, поэтому непросто разобраться даже специалисту. Глава написана с опорой на выше изложенные и изученные учащимися материалы в популярной форме.

### **11.1. Влияние осушения болот на грунтовые воды прилегающих земель**

Под влиянием осушения и сельскохозяйственного использования болот изменяются условия формирования грунтовых вод на прилегающей к ним территории: увеличиваются глубины залегания уровней, возрастают уклоны потоков грунтовых вод, разгружающихся в пределах осушаемых болот, изменяются элементы баланса грунтовых вод (инфильтрация, испарение, отток, взаимосвязь грунтовых вод с нижележащими водоносными горизонтами). Оценка этих изменений представляет не только научный, но и производственный интерес, поскольку в результате их возможны нежелательная для человека смена биоценозов и снижение продуктивности сельскохозяйственных угодий на прилегающей территории, а также изменение дебитов водозаборных скважин и родников. Решение этой проблемы необходимо и для оценки изменений водного баланса болот после их осушения, необходимой для прогнозов водных ресурсов и планирования использования земельных массивов.

Понижение уровней грунтовых вод на болоте на необходимую для сельскохозяйственных культур глубину (называется нормой осушения), которая изменяется от 0,5–0,7 м для лугов и леса до 1,2–1,3 м для садов ведет к понижению кривой депрессии грунтовых вод, поступающих на болото. Следует отметить, что понижение уровней происходит не только под влиянием осушительных каналов (дрен), но и вследствие понижения поверхности торфяника.

После осушения в процессе использования торфяных почв происходит осадка и сработка торфа, в результате поверхность торфяной залежи оседает, вместе с ней понижаются и уровни грунтовых вод (рис. 132).

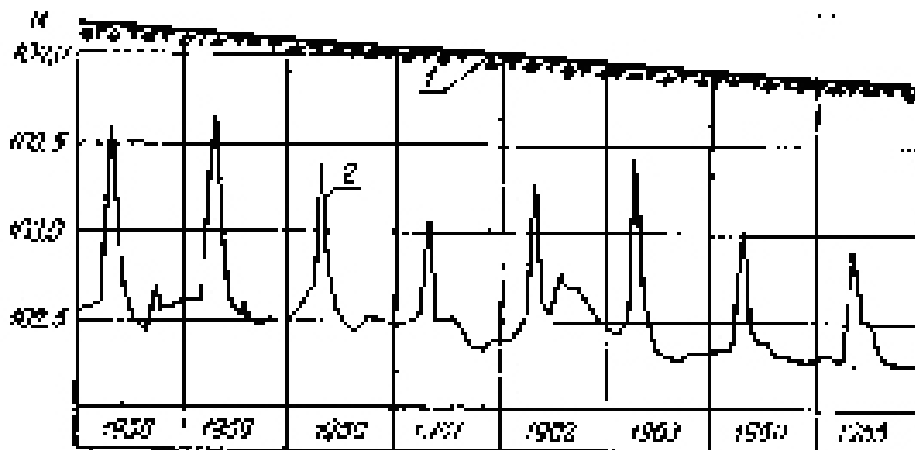


Рис. 132. Снижение уровня грунтовых вод и поверхности торфа в результате осушения низинного болота в Мещёрской низменности: 1 – поверхность торфа; 2 – график колебаний уровня грунтовых вод

Осадка торфа зависит от глубины осушительной сети и плотности торфа. Общее понижение уровней грунтовых вод на болоте в многолетнем разрезе вызывает изменение кривой депрессии на прилегающих к осушаемому болоту землях.

Дальность влияния осушительной системы зависит от водопроницаемости грунтов, слагающих склоны.

Дальность влияния осушительных систем ограничивается 4–5 км, хотя теоретически она уходит в бесконечность.

Полученные в различных природных условиях данные о понижении уровней грунтовых вод на прилегающих к осушительным системам территориях, сложенных мощной толщей песчаных отложений, приведены на рисунке 133. Разброс точек от среднего значения на этом рисунке вполне объясним различиями в интенсивности осушения болот, в гидрогеологических условиях, а также в определенной мере разницей в отсчете начала зоны влияния от осушительной системы.

Приведенные значения понижения уровней грунтовых вод могут быть превышены только в условиях взаимодействия двух или нескольких осушительных систем.

Максимальное понижение уровней грунтовых вод на прилегающей территории наблюдается при осушении не одного болота, а серии болот, расположенных в непосредственной близости (в пределах 1,5–4 км)

друг от друга. В этом случае происходит взаимовлияние осушительных систем, построенных на смежных массивах. В итоге в пределах водоразделов кривые депрессии в сторону двух болот налагаются одна на другую, вследствие чего суммируются понижения, вызванные каждой системой, и могут превышать эту сумму. Однако **суммарное понижение уровней грунтовых вод в пределах склонов не может превысить 1 м**, то есть величину понижения уровня грунтовых вод в пределах болота.

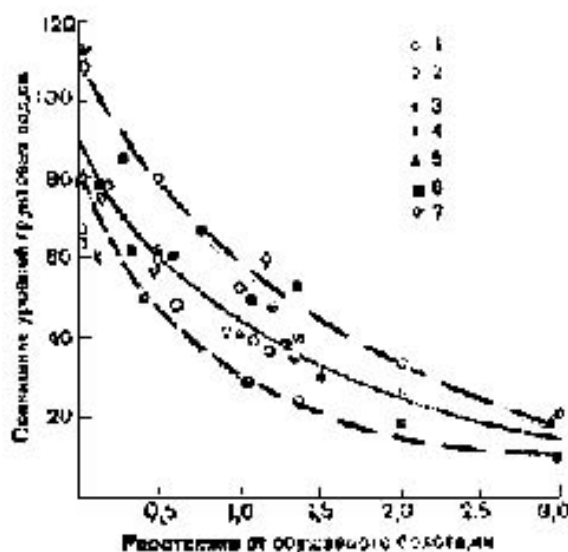


Рис. 133. Понижение уровней грунтовых вод на прилегающей территории, сложенной песками, в зависимости от расстояния от осушительной системы: 1 – по Б.С. Маслову, начало вегетационных периодов; 2 – по Б.С. Маслову, конец вегетационных периодов; 3 – по А.Г. Булавко и К.Ф. Янковскому; 4 – по Ш.И. Брусиловскому; 5 – по А.П. Лаврову и др. (болото Лунинецкое); 6 – по материалам В.В. Дрозда; 7 – по И.М. Худошину

Взаимовлияние смежных мелиорированных объектов, по данным наблюдений, проведенных в Полесье (А.И. Ивицкий, П.В. Шведовский, 1981), ведет к увеличению размеров влияния каждого из них в 1,1–1,3 раза. В Белорусском Полесье понижение уровней грунтовых вод на 1,5 м на границе болотных массивов, расположенных на расстоянии 3,4 км один от другого, в центре взаимодействия болот вызвало понижение уровней грунтовых вод на 68–80 см, что на 20–40 см больше, чем при осушении одиночных болот.

В слабопроницаемых грунтах (суглинки глины) зона влияния осушительной системы на грунтовые воды значительно меньше и составляет 150–250 м, а при наличии песчаных прослоек – до 700–800 м.

Для расчета размеров зоны влияния (дальности влияния) мелиоративной системы на уровень грунтовых вод прилегающих земель можно использовать формулу С.Ф. Аверьянова:

$$H = H_0 \operatorname{erfc}(\lambda), \quad (330)$$

где  $H$  – понижение уровня грунтовых вод на прилегающих землях в момент времени  $t$  на расстоянии  $x$  от границ мелиоративной системы (отсчитывается от уровня существовавшего в этой точке до мелиорации), м;  $H_0$  – понижение уровней грунтовых вод (УГВ) на границе мелиоративной системы, определяемое интенсивностью осушения, м;  $t$  – время от начала понижения УГВ, сут;  $\operatorname{erfc}(\lambda)$  – специальная функция (функция ошибок, интеграл вероятностей), значения которой определяются по таблице 81, в зависимости от значения ее аргумента  $\lambda$ ,

$$\lambda = x / 2\sqrt{at}, \quad (331)$$

где  $a$  – уровнепроводность водоносного пласта, как показано выше

$$a = \frac{kh}{\mu}.$$

Таблица 81

**Значение функции  $\operatorname{erfc}(\lambda)$  в зависимости от аргумента**

$\lambda$	$\operatorname{erfc}(\lambda)$	$\lambda$	$\operatorname{erfc}(\lambda)$	$\lambda$	$\operatorname{erfc}(\lambda)$
0,00	1	0,35	0,6206	0,90	0,2031
0,05	0,9436	0,40	0,5716	1,00	0,1578
0,10	0,8875	0,45	0,5245	1,20	0,0897
0,15	0,8320	0,50	0,4795	1,40	0,0477
0,20	0,7773	0,60	0,3961	1,60	0,0237
0,25	0,7237	0,70	0,3332	1,80	0,0109
0,30	0,6714	0,80	0,2579	2,00	0,0040

Дальность и степень влияния мелиоративных систем зависит от трех факторов: интенсивности осушения, уровнепроводности водоносной толщи и времени. С помощью этой формулы можно получить выражение для удельного расхода, поступающего к осушительной системе с прилегающих земель:

$$q = H_0 \left( 1 - \frac{H_0}{m} \right) \cdot \sqrt{\frac{\mu \cdot T}{\pi \cdot t}}, \quad (332)$$

где  $T$  – проводимость водоносной толщи, м<sup>2</sup>/сут;  $m$  – мощность потока, м.

Расход зависит от тех же факторов, что и величина понижения  $h$ . Формулами можно пользоваться, когда интенсивность осушения  $H_0$  мала по сравнению с мощностью потока  $m$ .

Время, в течение которого практически заканчивается формирование потока грунтовых вод, и кривые депрессии принимают устойчивое положение (*время стабилизации*  $\tau$ ), можно рассчитать по формуле С.Ф. Аверьянова:

$$\tau = \mu \frac{L^2}{km}, \quad (333)$$

где  $\mu$  – водоотдача почвогрунтов выше уровня грунтовых вод в пределах зоны их колебания;  $L$  – длина потока от границы осушительной системы (оградительного канала), м;  $k$  – коэффициент фильтрации водоносной толщи, м/сут;  $m$  – мощность водоносной толщи, м.

Время стабилизации на осушаемых болотах достигает 3–5 лет.

Данная формула предполагает почвогрунты однородными по водопроницаемости, поэтому при применении её для слоистой толщи возникает необходимость осреднения коэффициентов фильтрации и водоотдачи слоев по вертикали.

В результате понижения уровней грунтовых вод увеличивается мощность зоны аэрации и её аккумулярующая ёмкость. Вследствие опускания вместе с УГВ капиллярной зоны, особенно когда глубина залегания грунтовых вод больше высоты капиллярного поднятия, ухудшается влагопроводность. Это приводит к уменьшению инфильтрационного питания грунтовых вод.

При лесной мелиорации, когда каналы устраивают неглубокие, дальность влияния систем значительно уменьшается. По результатам исследований, проведенных в бассейне р. Купавинки (лесопарковая зона г. Москвы), понижение уровней грунтовых вод в лесу на 0,45 м вызвало понижение уровней грунтовых вод на 0,17–0,25 м в 200 м и на 0,08–0,10 м в 600 м от лесомелиоративной системы. Полное затухание влияния осушения в благоприятных для развития депрессии условиях отмечено в радиусе менее 1500 м.

Так, в Кировской области влияние осушения леса на песчаных почвах проявляется на расстоянии 350–900 м, а на верховых и переходных болотах – от 100–200 до 300–400 м.

Понижение уровней грунтовых вод в общем случае может привести: а) к понижению уровней воды в шахтных колодцах, ещё местами используемых для питьевого водоснабжения, в прудах-копанях и озерах, расположенных в непосредственной близости от осушаемых болот; б) к снижению дебитов водозаборных скважин, эксплуатирующих грунтовые воды; в) к увеличению притоков грунтовых вод к осушаемым землям и в речную сеть; г) к уменьшению дебитов родников



и образованию новых родников (последнее – в закарстованных районах); д) к усилению ветровой эрозии почв и пожароопасности в лесах; е) к ухудшению инженерно-геологических условий на застроенных территориях (усиление гниения деревянных фундаментов и т.п.); ж) к уменьшению капиллярного подпитывания почвы, изменению водного режима почв и условий существования естественных фитоценозов. Наиболее существенны из перечисленных пункты в и е. По ним больше всего противоречий.

Снижение уровней воды в колодцах неизбежно, если они расположены в приболотной зоне, однако за счет осушения это понижение не превышает 1 м. Чтобы не допускать нежелательных последствий, нужен переход на централизованное водоснабжение. Это тем более необходимо, поскольку грунтовые воды часто нельзя использовать для питьевого водоснабжения из-за санитарно-гигиенических требований.

Величина инфильтрации атмосферных осадков на прилегающих землях после осушения может, как показывают наблюдения, возрастать. С другой стороны, опускание грунтовых вод под влиянием осушения приводит к уменьшению испарения с их поверхности в основном по тем же причинам, которые вызывают уменьшение инфильтрационного питания. Таким образом, можно предположить, что вследствие одновременного уменьшения инфильтрационного питания и испарения грунтовых вод при опускании поверхности не происходит существенного изменения условий питания потока грунтовых вод под влиянием осушения.

На величину понижения уровней грунтовых вод за пределами осушаемого болота оказывает существенное влияние степень осушения самого болота, определяемая глубиной заложения каналов (дрен) и их густотой, которая, в свою очередь, при проектировании принимается в зависимости от характера сельскохозяйственного использования земель. Во всех исследованных районах средняя за вегетацию норма осушения не превышает 100–140 см, поэтому при правильном осушении понижение уровней грунтовых вод на болоте, а тем более за его пределами не может превышать указанную величину. Если же болото было чрезмерно переосушено, что является редкостью, то и в этом случае невозможно понижение уровней на значительном расстоянии от него (более 0,5 км) на 1–1,5 м. Что касается дальности действия дрены, то теоретически она уходит в бесконечность, а практически (понижение на 20–30 см) распространяется даже

в благоприятных гидрогеологических условиях на 1–3 км, а не 15–20 км, как отмечено в одной из последних работ известного почвовода.

Ошибки в её оценке обусловлены пренебрежением учёта изменений метеорологических условий.

Понижение уровня грунтовых вод на осушаемом болоте и прилегающей к нему территории ведет к некоторому увеличению градиента вертикального водообмена, смежного с торфяной залежью водоносного горизонта, то есть к увеличению притока напорных вод и усилению их разгрузки. Снижение уровней на прилегающей территории, которая может быть областью его питания, хоть и незначительно (даже при массовом осушении болот) изменяет водообильность подземных вод. В результате отмечено уменьшение дебитов родников и притока подземных вод в озера.

## 11.2. Влияние болот на речной сток

Вопрос о роли естественных болот в водном питании рек имеет двухвековую историю, мнения по нему полярно различаются. Долгое время господствовало мнение о положительной роли болот, как аккумуляторов влаги и регуляторов речного стока. С появлением научной гидрологии и накоплением данных о речном стоке, преобладающим стало мнение об отрицательной их роли в питании рек. Сторонники первого мнения опираются на авторитет немецкого учёного-естествоиспытателя А. Гумбольда (1769–1859), который высказал мнение, что гидрологическая роль болот та же, что и ледников: они накапливают влагу зимой и отдают её в реки в летнее время, в периоды маловодья.

Этот вывод ничем не обоснован и не верный. Ледники, как и озера, свободно отдают воду, в болотах же вода содержится в торфе, который как губка (слово использовано тем же А. Гумбольдом) удерживает воду. Торф удерживает в себе воду, расходуя её преимущественно на испарение, транспирацию болотной растительностью и дальнейшее разрастание болота.

Обстоятельный разбор проблемы выполнила В.Ф. Шебеко (1983), ее высказывания приводим почти полностью.

В бассейнах рек болота и заболоченные земли характеризуются обильным питанием поверхностными и подземными водами. Особенно это характерно для низинных болот. Как области разгрузки поверхностных и подземных вод, болота являются источником питания рек. Но при этом нужно учитывать, что отдаваемые болотами объёмы воды

формируются не только в пределах территории, занятой болотами. Они притекают на болото с более обширных территорий речного бассейна и только частично попадают в реки. Значительные объёмы уходят безвозвратно на суммарное испарение с болот. Поэтому гидрологическую роль болот нужно устанавливать по их *отдаче внутренних водных ресурсов самого болота*. Для этого важно оценить приходные и расходные элементы внутренних водных ресурсов болот, к которым относятся атмосферные осадки, суммарное испарение, влагообмен зоны аэрации с грунтовыми водами. Для установления взаимосвязи водного баланса болот и гидрологического режима рек требуется детальное изучение закономерностей формирования водных ресурсов и влагооборота на болотах, установление особенностей в этих процессах.

Основной приходной составляющей во внутреннем водном балансе болот являются атмосферные осадки. Выпадение их определяется геофизическими процессами на обширных областях земного шара. На равнинной земной поверхности они характеризуются примерно одинаковыми величинами как на болотах, так и на суходольных землях.

Расход влаги на суммарное испарение в сложных погодных условиях зависит от типа почвы и растительности, от увлажнённости зоны активного влагообмена в почвогрунтах. В связи с этим на болотах и заболоченных землях суммарное испарение, которое является основным расходным элементом водного баланса, может значительно отличаться от суммарного испарения в других типах микроландшафта водосбора реки. Водный режим болот характеризуется близкими к поверхности грунтовыми водами, что обуславливает большое испарение и специфические условия влагообмена.

Обобщенные данные о суммарном испарении на низинных болотах и на угодьях с минеральными землями при естественных условиях увлажнения почв атмосферными осадками показывают, что в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения расход влаги на болотах до 1,5 раза больше, чем на суходольных сельскохозяйственных угодьях. Таким образом, болота увеличивают безвозвратную расходную составляющую водного бассейна реки, уменьшая тем самым водные ресурсы водосборов рек и речной сток. В таблице 82 приведены данные В.Ф. Шебеко по Белоруссии.

**Соотношения величин суммарного испарения за теплый период года (апрель–октябрь)  
на болотах  $E$  и суходольных сельскохозяйственных угодьях  $E_M$**

Зона	Отношение $E/E_M$ для лет					
	засушливых		влажных		средних по увлажнению	
	колебания	среднее	колебания	среднее	колебания	среднее
Центральная	1,10–1,42	1,20	1,0–1,3	1,12	1,0–1,42	1,15
Южная	1,13–1,60	1,50	1,1–1,45	1,35	1,1–1,6	1,40

Чем больше болот в бассейне реки, тем больше безвозвратные потери на испарение, уменьшающие объём стока. Подтверждается тенденция уменьшения стока с увеличением площади низинных болот в бассейне.

Болота питают реки не своими водами, а водами боковой приточности с бассейна. *«Если бы боковая приточность с внешнего водосбора не была рассредоточена по территории болота и вместо болота были просто места сосредоточения источников притока вод, то реки были бы более полноводными за счёт меньших потерь на испарение. По внутренним водным ресурсам самого болота они не способствуют увеличению объёмов речного стока и, наоборот, они уменьшают ресурсы вод, формирующих сток. Положительная роль болот в гидрологическом режиме рек заключается в более равномерном внутригодовом и внутрисезонном распределении стока»*, – отмечает В.Ф. Шебеко.

Выдающийся гидролог-болотовед Константин Евгеньевич Иванов доказал, что болота уменьшают сток рек и увеличивают испарение. Он писал, что причина громадной заболоченности Полесья – близкое залегание грунтовых вод у поверхности песчаных почв. Максимальная заболоченность наблюдается там, где грунтовые воды залегают высоко и где имеют место наиболее интенсивные их выходы. Там же больше и меженное питание рек. Автор делает заключение, что большая заболоченность водосбора и большой меженный сток – это два параллельных следствия одних и тех же главных причин – повышенного грунтового питания, водопроницаемости песчаных грунтов, подстилающих торфяные отложения, близости грунтовых вод к поверхности, медленной водоотдачи и затрудненного поверхностного стока вследствие плоского рельефа.

Такого же мнения придерживался известный болотовед Николай Иванович Пьявченко: «Существует мнение, что неосушенные болота питают реки, поддерживая в них высокий уровень воды в летнее время.

Действительно, некоторые наши крупные реки вытекают из болот или озер, окруженных болотами. Это и создает впечатление о питании рек за счет болот. Однако это не так: реки и болота, находящиеся в истоках рек, питаются грунтовыми водами, выходящими из подземных водоносных горизонтов. Мало того, увеличивая занимаемую площадь и мощность торфяной залежи, растущие болота удерживают в себе все больший объём связанной с торфом воды, некоторую часть которой испаряют летом в атмосферу. Что касается болот атмосферного питания (верховых), то с них стекает лишь то количество воды, которое выпадает из атмосферы за вычетом части ее (около 350 мм), связываемой ежегодным приростом мха и торфа и расходуемой на транспирацию». На территории СССР болота удерживают в себе около 1100 км<sup>3</sup> воды, не отдавая ее рекам, т.е. «при посредстве болот в реки поступает воды меньше, чем при непосредственном стоке».

Как видно из кратких сведений, проблема болото–река сложная и пока не решена однозначно. Особую остроту ей придает вопрос об изменении этой взаимосвязи при осушении болот.

### **11.3. Влияние осушения болот на речной сток**

В России крупные работы по осушению болот были начаты государственными экспедициями (Западной и Северной) в 1873 г. Случилось так, что начало осушительных работ совпало с окончанием жестокой засухи, влияние которой на речной сток прослеживалось в течение нескольких лет. В этот период было весьма распространено неправильное представление о гидрологической роли болот в питании рек. Поэтому еще на стадии экспертизы и утверждения проекта осушения Полесья, составленного под руководством известного гидротехника И.И. Жилинского, против осушения болот выступили отдельные интеллигенты, которых ввела в заблуждение записка австрийского инженера Г. Векса «Об убыли воды в реках и ручьях культурных стран и о сопровождающем это явление усилении половодий». Снижение уровней воды в реках он объяснял истреблением лесов и осушением болот. Эта записка была рассмотрена комиссией Российской Академии наук, которая отметила, что обмеление рек происходит при уменьшении осадков, а факт обмеления российских рек не доказан. Это правильное решение помогло начать осушительные работы в России. Проект осушения был поддержан академиками К.С. Веселовским и А.Ф. Миддендорфом. К.С. Веселовский в заключении на проект

отметил, что **«осушение – одно из немногих находящихся во власти человека средств для улучшения климата».**

Засухи 1885 и 1886 гг. и особенно небывалая засуха 1891 г., следствием которой явились неурожай, голод и обмеление рек, ещё больше настроили часть общественности против осушения болот. Для решения проблемы в 1895 г. была создана при Министерстве государственных имуществ Экспедиция для исследования источников питания главнейших рек России под руководством генерала А.А. Тилло. Экспедиция сделала много полезного по описанию рек, но её гидрологический отдел, руководимый С.Н. Никитиным, породил на многие десятилетия ничем не обоснованные антимилиоративные настроения. Он высказался против осушения всех болот, не имея никаких исследовательских материалов, приняв за основу взгляды дилетантов на проблему.

В те годы появились первые результаты обобщения метеорологических и гидрологических наблюдений, которые внесли ясность. Е.А. Гейнц, на основе обработки материалов наблюдений за 15-летние периоды до и после осушения болот, показал, что количество осадков после осушения не уменьшилось; П. Тутковский отмечал, что после осушения болот Полесья атмосферных осадков не уменьшилось, но испарение увеличилось. В результате выигрывают как осушенные, так и соседние с ними территории.

С.Н. Никитин в своем отчете (1899) утверждал: «Мы здесь особенно настаиваем на охране лесных и травяных болот, выпускающих из себя, как видно на наших картах, большую часть речек». В другой работе он пишет: «Все какие-нибудь значительные притоки Днепра начинаются на болотах и имеют в болотах главный, а во многих случаях и единственный источник меженного питания, как это ясно видно на прилагаемой карте».

Достойную оценку примитивному подходу дал М.А. Энгельгардт. Он писал: **«Что реки начинаются и болота существуют в местах скопления и застоя воды – это весьма естественно, но еще ничего не говорит о степени питания рек болотами. А каким образом ухитрился проф. Никитин видеть «по карте», что единственным источником питания реки в меженное время служит болото – это что-то вроде ясновидения».** И тем не менее, уже в предисловии своего отчета «Бассейн Волги...» (1899) С.Н. Никитин пишет, что «озера, болота и лесные площади являются тут (в верховье Волги) главными факторами питания рек», забывая упомянуть важнейший источник воды – атмосферные осадки. И это не случайно. Ниже он пишет, что «запасы меженных

вод верховьев Волги доставляются не быстро понижающимися грунтовыми водами, а тем более не летними дождями, идущими на питание растительности, на временные речные паводки, но не на подъём грунтовых вод, запасы эти лежат по преимуществу в лесных и моховых болотах, которые и должны быть охраняемы».

В своих отчётах и книгах С.Н. Никитин сообщает, что «у нас нет данных о влиянии лесов, поэтому наши выводы – лишь частный материал, либо общие впечатления, наблюдения» (1899). Одним из перлов отчёта является следующий: «очевидный факт осушения почвы и болот вместе с вырубкою лесов, известный всем, кому случалось разъезжать по лесным дорогам» (1895). Вывод противоречит истине, но с саней или коляски (автомобилей в то время не было) без каких-либо исследований другого не получишь.

Подытоживая результаты деятельности гидрологического отдела, М.А. Энгельгардт писал, «что ни одна сторона вопроса не исследована. Нуль да нуль дают в сумме нуль. Никаких исследований, но «тем не менее, измышлена целая сеть запретительных (и разорительных) мероприятий» С.Н. Никитин по бассейну Волги заявил: «Вся площадь, со всеми её озерами, болотами, ключами, ручьями и лесами должна быть признана одинаково важной для питания реки, а потому и одинаково водоохранной». Он настаивал «запретить осушку болот», а «осушка болот для добывания торфа должна преследоваться».

Не согласились с выводами С.Н. Никитина участники Экспедиции известные учёные: лесовод М.К. Турский, климатолог А.И. Воейков, А.В. Фомин и др. Болотовед А.В. Фомин (1898) писал: «Эта культурная (болотоосушительная) работа, принеся уже немало плодов, чем дальше, тем будет развиваться сильнее, и надо надеяться, что Европейская Россия доживет до того времени, когда неудобных земель, болот и трясин будет не 1/5, а может быть лишь 1/10 или даже 1/20 всей площади». Далее он продолжает: **«Если со временем многие болота обратятся в полезные угодья, в пашни и в покосы, то от этого не только выиграет вообще наше отечество, но и в частности реки наши».**

Достойную отповедь псевдонауке С.Н. Никитина дал известный почвовед, один из лучших учеников профессора В.В. Докучаева Павел Владимирович Отоцкий. Он писал, что исследования были поставлены неправильно, данные «неточные и случайные», они «ровно ничего не доказывают», а «за неимением точных фактов путем одних лишь так называемых «общих соображений», столь излюбленных вообще г. Никитиным» сделаны далеко идущие выводы. «Но зачем же прибегать

к приемам, которые не могут считаться извинительными для каждого человека, даже не претендующего на звание ученого?» Для решения гидрологических вопросов необходимы не «беглые рекогносцировочные наблюдения, а исключительно строго научные, точные исследования». «Труды Экспедиции, – подчеркивает П.В. Отоцкий, – в значительной своей части наполнены балластом, общими соображениями, весьма близкими к празднословию. В них много категорических заключений и авторитетных указаний практического характера, их нельзя оставлять без поправок, на них стали опираться практические мероприятия и законоположения. **Ведь не всякий раз люди жизни и практики в состоянии отличить истинно-научную гидрологию от чего-то похожего, что мои друзья предлагают назвать гидристикой. К крайнему сожалению, почти каждая наука имеет своих гидристов. И не они ли, главным образом, и создают пресловутую и прискорбную рознь между наукой и практикой**». Неблагозвучное для русских словечко «гидрист» стало оценочным показателем псевдонауки. Немало и ныне «гидристов», выступающих под флагом охраны природы и экологии.

П.В. Отоцкий оказался прав. Выводы об исключительной роли болот в питании рек привели в 1902 г. к прекращению работ экспедиций по осушению и освоению государственных болот, что было на руку крупным землевладельцам. В то время, когда западные страны практически завершили осушение земель сельскохозяйственного пользования, в России камнем преткновения стали надуманные вопросы негативного влияния осушения на реки.

Большой вклад в опровержение легенды и научное решение проблемы внес академик Евгений Владимирович Оппоков, который в ряде работ (1900, 1904, 1905–1909 гг. и др.) на основе анализа стока Днепра и его притоков показал, что изменение водности рек связано не с земледелием, а с периодическими естественными колебаниями климата. Весь этот период был маловодным во все странах Европы. На уменьшение стока повлияли дноуглубительные работы (р. Днепр). **«Реки получают водное питание не с болот, а из песчаных почв, то есть роль болот в питании рек отрицательная»** – писал Е.В. Оппоков. Болота обеспечивают себя водой в ущерб реке.

При обсуждении в Гидрологическом комитете вопроса об охране лесов и болот в верховьях Волги и Западной Двины он отмечал: «По отношению к болотам было бы затруднительно признать полезность охраны, как в виду преобладания отрицательных сторон



их влияния на реки над положительными, если такие последние существуют вообще». Требования охраны леса и болота одновременно с целью водоохранения исключают друг друга. Охрана леса невозможна при сохранении болот, которые наступают, разрастаются, губят лес и заболачивают другие угодья.

Последующие исследования подтвердили этот вывод. В Белоруссии установлено (Л.Г. Бавина, 1967), что заболоченность не влияет на величину среднемноголетнего речного стока. Только в маловодные и засушливые годы испарение с болот бывает больше, чем с суходолов. В результате анализа обширного материала гидрологических исследований, М.А. Великановым был сделан вывод о том, что **болота ухудшают меженное питание рек.**

**Осушение болот** каналами (канавами) резко повышает степень дренированности болота и всего водосбора. По образному выражению Г.И. Танфильева (1895), *«канавы – это те же верховья рек и речек, только продолженные до более центральных частей торфяника, которые, не будь канав, не могли бы отдавать своей воды рекам».*

Под влиянием осушения, прежде всего, повышается степень дренированности водосборного бассейна. В естественных условиях густота речной сети в районах Нечернозёмной зоны составляет в среднем 0,4 км/км<sup>2</sup>. Многими авторами установлена связь процента заболоченности территории с густотой речной сети. Ещё в 1904 г. Е.В. Оппоков отмечал, что *дренирование торфяников служит для пользы питания рек, а не в ущерб ему.* Осушение болот на речных водосборах повышает расходы в летний период и полезно для рек.

Осушительная сеть в зависимости от частоты размещения каналов и дренажей обеспечивает общую канализованность в пределах болот до 5–70 км/км<sup>2</sup>. Следствием увеличения дренированности является, с одной стороны, повышение скорости добегания снеговых и дождевых вод до реки, что способствует увеличению расходов воды в реке, особенно в период снеготаяния и выпадения обильных осадков. С другой стороны, искусственное дренирование территории вызывает понижение уровней грунтовых вод в пределах болота и на прилегающей территории, а также увеличение мощности зоны аэрации – почвенно-грунтового слоя с неполным насыщением влагой. При понижении уровня грунтовых вод в почве образуется своеобразная регулирующая ёмкость, мощность которой можно определить как произведение свободной порозности (дефицита насыщения) на глубину залегания уровней грунтовых вод. При обычной глубине грунтовых вод в зимний

период регулирующая ёмкость на осушаемых болотах в состоянии вместить почти все снеговые воды и отдавать их в период межени.

Бытует и противоположное мнение – о негативном влиянии осушения на сток. Подобные результаты получены в основном по материалам, полученным в лесостепной зоне, где доля болот в ландшафте ничтожная, из-за несовершенства методики исследований.

Основным методом оценки изменений стока той или иной реки под влиянием мелиорации болот (или их части) является сопоставление гидрологических характеристик по реке, в бассейне которой выполнена мелиорация, с немелиорированными водосборами рек-аналогов. По физико-географическим показателям (лесистость, заболоченность, озерность, распаханность и пр.) и площади водосбора, сравниваемые реки должны быть тождественны, и расположены должны быть недалеко, в одной природной зоне. По выбранным рекам проводят сравнение расходов рек, иногда удлиняя ряды наблюдений с использованием рек-аналогов, затем в результате несложных расчётов находят разницу расходов, обусловленную мелиорацией. На рис. 134 представлены в качестве примера графики связи модулей годового стока и максимального весеннего половодья расчетной реки Купавинки с другими реками-аналогами.



Рис. 134. Графики связи модулей стока бассейна р. Купавинки и контрольных водосборов: I – до осушения; II – после осушения; q – модуль годового стока; q<sub>1</sub> – модуль максимального среднесуточного весеннего половодья

Несмотря на рассеяние точек, объясняемое, прежде всего, недостаточно синхронным ходом стока в отдельные годы по сопоставляемым рекам, по их расположению и наличию двойных связей между ними можно судить об изменениях в режиме стока основной реки.

Результаты зависят от правильности выбора рек-аналогов. Выбор не простой, так как рек с немелиорированными водосборами осталось

мало. По этой причине отдельные авторы использовали бассейны некоторых рек в качестве основных, а другие авторы – в качестве аналогов. Это неизбежно вело к ошибкам. Далее, по основной реке и рекам-аналогам не всегда учитывались объёмы изымаемого стока для хозяйственных целей и канализационных сбросов в реку, которые порою превышали итоговой результат по влиянию осушения болот на сток.

И уж совершенно не учитывалось влияние агрохозяйственной деятельности в пределах бассейнов-аналогов на сток. Переход на травопольную систему земледелия, расширение посевов кукурузы и других интенсивных культур, повышение урожаев за счёт удобрений и т.п. вызывает изменение водного режима огромных территорий и, как правило, ведет к уменьшению стока. Эти изменения приписывались осушению незначительных по площади болот. Именно в тех зонах получена основная масса негативных, антимелиоративных мнений.

Вернемся к рис. 134. Выполненный расчёт стока по реке Купавинке в сравнении со стоком рек-аналогов Вори, Медвенки, Нары, Пахры и Серой с учётом изъятий и сбросов воды, показал, что под влиянием осушения болот среднегодовой сток увеличился на 1,5%, увеличились расходы весеннего половодья и 12,1% летней межени. Произошло это за счёт уменьшения стока в летне-осенний период, а годовой сток увеличился за счёт увеличения площади подземного водосбора. Осушение вызывает внутригодовое перераспределение стока, ибо закон сохранения материи действует и на реках.

По влиянию осушения и использования в сельском хозяйстве болот на годовой и максимальный сток рек приведем три классических заключения, сделанные крупными специалистами по данной проблеме, посвятившими всю жизнь исследованию болот.

Васса Федоровна Шебеко (1981) отмечает: «Гидрологический режим рек характеризуется увеличением годового стока в первые годы после осушения. В дальнейшем сток лишь перераспределяется между сезонами с уменьшением объёмов весеннего половодья и увеличением меженного стока, годовой сток увеличивается только за счёт увеличения подземного питания». К.Е. Иванов и С.М. Новиков подтверждают: «Влияние осушения болот на сток рек проявляется в некотором увеличении годового стока в первые годы после ввода в эксплуатацию осушительных систем: в последующие годы степень этого влияния будет определяться характером использования осушенных земель. Влияние осушения болот на максимальный сток рек неоднозначно и зависит от расположения болотных массивов на речном водосборе, характера

осушения и использования». Известный специалист по мелиоративной гидрологии Арсений Григорьевич Булавко писал: «После мелиорации происходит некоторое увеличение общего речного стока как за год (на 2–34 %) ..., так и особенно в периоды летней (на 16–94%) и зимней (на 22–116%) межени... Сток весеннего половодья после мелиорации в зависимости от сочетания ряда противоречивых факторов (ёмкость зоны аэрации к началу половодья и наличие развитой искусственной гидрографической сети) может как увеличиваться, так и уменьшаться».

Достоверное увеличение речного стока наблюдается в первые годы после осушения и постоянно по межённому стоку. На основе анализа стока Днепра за 155 лет было установлено, что под влиянием осушения речной сток в реке увеличился на 2–3%. Эти данные очень близки к ранее полученным по р. Неман (водомерный пост Столбцы), где относительные изменения стока были оценены величиной 1–3%. Как подчеркивает академик Станислав Эдуардович Вомперский (1988) на основании многолетних исследований в лесах, *«осушение даже бедных верховых болот способствует улучшению стока»*.

В природе, как известно, ничего не исчезает и не возникает ниоткуда в соответствии с законом сохранения материи. Отражением его является водный баланс.

Осушение вызывает перераспределение речного стока в течение года. При этом продолжительность паводков, как правило, уменьшается и, что весьма существенно, реки становятся более многоводными (расходы возрастают в 1,4–2 раза) в летний период, когда резко возрастает потребность в воде для водоснабжения, рекреационных и других нужд. Эти положения относятся к малым и средним рекам, площади водосборов которых не превышают 2–3 тыс. км<sup>2</sup>. Для крупных рек влияние осушения земель ничтожно, так как в данном случае происходит взаимная компенсация изменений на осушаемых землях и на прилегающей к ним территории. Минимальные расходы рек определяются в основном гидрогеологическими условиями территории, так как грунтовый сток – основной источник питания рек. Осушение положительно сказывается на минимальном стоке. Почти во всех работах минимальные расходы увеличиваются.

Регулирование русел рек, как и устройство глубоких каналов, вызывает увеличение расходов половодий. Вследствие этого горизонты воды в реках становятся выше, особенно при их обваловании, скорости движения воды возрастают. Паводковые воды после регулирования реки не разливаются по пойме или разливаются на меньшей

площади (летние пolders), в результате повышенные расходы не могут вместиться в берегах ниже отрегулированных речных русел и затпливают прилегающие земли. Опасность наводнений ниже участков рек с обвалованным или отрегулированным руслом возрастает. Во избежание этого рекомендуется обвалование русел и их регулирование доводить до устьев рек или до таких мест, ниже которых наводнения не представляют опасности.

### **Контрольные вопросы**

1. Какое влияние на речной сток оказывают неосушенные болота в разных природных зонах?
2. Расчёт дальности влияния осушительных систем на грунтовые воды прилегающих территорий.
3. Результаты экспериментальных исследований по оценке влияния осушения части болот на водосборе на речной сток.
4. Какими причинами вызвана противоречивость мнений о влиянии осушения на сток?
5. Методические подходы к оценке влияния осушения на реки.
6. Сформулируйте связь постмелиоративных изменений в режиме реки с законом сохранения вещества к энергии.

## ГЛАВА 12. ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ

### 12.1. Водный кодекс

Кодекс – законодательный акт, в котором объединены и систематизированы нормы права, регулирующие определенную область общественных отношений. **В Водном кодексе Российской Федерации объединены и систематизированы нормы права**, регулирующие водные отношения, т.е. важнейшие общественные отношения в сфере использования и охраны водных объектов. Кодекс соответствует Конституции Российской Федерации, где в статье 76 предусмотрено, что по предметам совместного ведения Российской Федерации и субъектов Российской Федерации издаются федеральные законы и принимаемые в соответствии с ними законы и иные нормативные акты субъектов Российской Федерации, т.е. Водный кодекс Российской Федерации является федеральным законом прямого действия.

В основу ныне (с 1 апреля 2007 года) действующего Водного кодекса положены следующие принципы:

*«1) значимость водных объектов в качестве основы жизни и деятельности человека. Регулирование водных отношений осуществляется исходя из представления о водном объекте как о важнейшей составной части окружающей среды, среде обитания объектов животного и растительного мира, в том числе водных биологических ресурсов, как о природном ресурсе, используемом человеком для личных и бытовых нужд, осуществления хозяйственной и иной деятельности, и одновременно как об объекте права собственности и иных прав;*

*2) приоритет охраны водных объектов перед их использованием. Использование водных объектов не должно оказывать негативное воздействие на окружающую среду;*

*3) сохранение особо охраняемых водных объектов, ограничение или запрет использования которых устанавливается федеральными законами;*

*4) целевое использование водных объектов. Водные объекты могут использоваться для одной или нескольких целей;*

*5) приоритет использования водных объектов для целей питьевого и хозяйственно-бытового водоснабжения перед иными целями их использования. Предоставление их в пользование для иных целей допускается только при наличии достаточных водных ресурсов;*

*б) участие граждан, общественных объединений в решении вопросов, касающихся прав на водные объекты, а также их обязанностей*

по охране водных объектов. Граждане, общественные объединения имеют право принимать участие в подготовке решений, реализация которых может оказать воздействие на водные объекты при их использовании и охране. Органы государственной власти, органы местного самоуправления, субъекты хозяйственной и иной деятельности обязаны обеспечить возможность такого участия в порядке и в формах, которые установлены законодательством Российской Федерации;

7) равный доступ физических лиц, юридических лиц к приобретению права пользования водными объектами, за исключением случаев, предусмотренных водным законодательством;

8) равный доступ физических лиц, юридических лиц к приобретению в собственность водных объектов, которые в соответствии с настоящим Кодексом могут находиться в собственности физических лиц или юридических лиц;

9) регулирование водных отношений в границах бассейновых округов (бассейновый подход);

10) регулирование водных отношений в зависимости от особенностей режима водных объектов, их физико-географических, морфометрических и других особенностей;

11) регулирование водных отношений исходя из взаимосвязи водных объектов и гидротехнических сооружений, образующих водохозяйственную систему;

12) гласность осуществления водопользования. Решения о предоставлении водных объектов в пользование и договоры водопользования должны быть доступны любому лицу, за исключением информации, отнесенной законодательством Российской Федерации к категории ограниченного доступа;

13) комплексное использование водных объектов. Использование водных объектов может осуществляться одним или несколькими водопользователями;

14) платность использования водных объектов. Пользование водными объектами осуществляется за плату, за исключением случаев, установленных законодательством Российской Федерации;

15) экономическое стимулирование охраны водных объектов. При определении платы за пользование водными объектами учитываются расходы водопользователей на мероприятия по охране водных объектов;

16) использование водных объектов в местах традиционного проживания коренных малочисленных народов Севера, Сибири и Дальнего

*Востока Российской Федерации для осуществления традиционного природопользования».*

В соответствии с Водным кодексом были приняты постановления правительства «О ведении государственного водного кадастра Российской Федерации» (ноябрь 1996 г.), «Об утверждении Положения о водоохранных зонах водных объектов их прибрежных защитных полосах» (1996 г.) и другие.

## **12.2. Водный кадастр**

Водный кадастр – систематизированный свод сведений о водных ресурсах страны. Первые сводки сведений издавались Государственным гидрологическим институтом, они включали:

- 1) районные справочники по водным ресурсам;
- 2) материалы по режиму рек;
- 3) сведения об уровне воды.

Накопление материалов наблюдений и исследований водных объектов и возросшие требования народного хозяйства к гидрологическим данным обусловили необходимость создания водного кадастра, охватывающего всю территорию страны, состоящего из трех серий, каждая из которых включает несколько десятков выпусков.

I серия – «Гидрологическая изученность» – содержит перечень водных объектов данной территории и их морфологические характеристики, сведения о стационарных наблюдениях по элементам водного режима рек и озер и о проводившихся экспедиционных исследованиях.

II серия – «Основные гидрологические характеристики» – содержит табличные материалы по данным наблюдению на сети Госкомгидромета и других ведомств.

III серия – «Водные ресурсы» – многотомное издание, содержащее рекомендации для проектных и водохозяйственных организаций по расчёту гидрологических характеристик. Эти рекомендации основаны на научном анализе и обобщениях данных наблюдений сети станций и постов Госкомгидромета, а также специальных экспериментальных и экспедиционных исследований. Госкомгидромет издает данные по наблюдениям на метеорологической сети за атмосферными явлениями: осадками, температурой воздуха, силой и направлением ветра, давлением и др. К настоящему времени, накопился большой объём исходных данных, что позволяет исследовать закономерности гидрометеорологического режима, используя ряды до 100 и более лет.



Сбор данных о количестве и качестве вод, составляющих единый государственный фонд, и данных об использовании вод для нужд населения и народного хозяйства является задачей государственного учёта вод, а их обработка и распределение информации – задачей ведения государственного водного кадастра.

Водные ресурсы относятся к возобновимым природным ресурсам и охрана их от загрязнения, засорения и истощения является важной задачей. Загрязнение окружающей среды и вод происходит в результате промышленных и бытовых стоков, выноса удобрений и пестицидов с сельскохозяйственных полей, включая мелиорированные земли, выбросов ядохимикатов и токсичных веществ. Загрязнения наносят ущерб природе и её ресурсам и отрицательно влияют на здоровье людей, растительный и животный мир, нарушают ход естественных процессов и неблагоприятно воздействуют на климат. Заборы воды с нарушением плана водопользования ведут к истощению её запасов.

В сентябре 1971 г. были введены в действие «Основы водного законодательства...». В них содержатся обязательные для всех министерств, ведомств, государственных органов, предприятий, учреждений, организаций и граждан наиболее общие принципиальные положения.

### **12.3. Международные обязательства по водам**

Водные ресурсы ограничены. Половина населения мира испытывает недостаток пресной воды. Вода стала для многих стран ограничителем экономического развития, включая сельское хозяйство и промышленность.

Хотя Россия занимает второе место в мире (после Бразилии) по запасам водных ресурсов, но проблемы водопользования остро стоят во многих районах. Достаточно отметить, что более половины населения страны пьёт воду, не удовлетворяющую санитарно-гигиеническим нормам.

Вопросы истощения и загрязнения водных объектов являются актуальными для России. В среднем по стране годовой объём забора воды из поверхностных источников составляет менее двух процентов годового речного стока и около трех процентов прогнозных ресурсов пресных подземных вод. Но средние цифры по стране скрывают неблагоприятное положение с водой в промышленных районах. Так, на европейской территории России формируется речной сток в объёме менее 3000 м<sup>3</sup> в год на одного жителя, что в 4,2 раза ниже средней мировой водообес-

печенности и в 1,6 раза ниже удельной водообеспеченности населения Европы.

«Водный голод» пока отсутствует благодаря ранее проведенным работам по территориальному перераспределению стока (канал имени Москвы и другие) и регулированию стока водохранилищами. Особенно остро стоит проблема загрязнения вод. В 2005 году сброс загрязненных сточных вод составил около 18 км<sup>3</sup>, что в 1,5 раза превысило сбросы 1985 г., общий водозабор составил соответственно более 79 км<sup>3</sup>, или 91% от забора 1985 г.

Наиболее распространенные причины ухудшения качества воды – **антропогенное загрязнение** (сброс сточных вод в водные объекты, смыв загрязняющих веществ атмосферными осадками и паводками с почвы, поступление загрязнителей с осадками и подземными водами и **эвтрофикация водоёмов**, которые взаимосвязаны). Загрязнение наступает когда потенциал самоочищения воды (**ассимиляционный потенциал**) водотока или водоёма превышен поступающими загрязнителями. Его возможности понижаются с уменьшением запасов воды, **истощением водных ресурсов**.

Вода становится в жизни планеты стратегическим ресурсом и инструментом международной политики, в мире обостряется борьба за водные ресурсы.

Об этом свидетельствует Всемирный Водный форум, проведенный в 2006 году, в котором участвовало 13 тысяч делегатов со всех континентов. Многие делегации были представлены главами государств и правительств. На форуме особенно активно обсуждались вопросы спасения рек и водохранилищ от «перегрузок» цивилизации, методы очистки вод, сохранения малых рек и озер. Звучали голоса об особой ответственности перед мировым сообществом России, которая наряду с Бразилией и Канадой обладает основным водным потенциалом. Достаточно сказать, что только в озере Байкал сосредоточено 23 тыс. км<sup>3</sup> воды, что составляет около 20% мировых и более 85% запасов пресных поверхностных вод. Это налагает на нас особую ответственность.

В основу деятельности водохозяйственной отрасли постепенно были положены акты водного законодательства: Водный кодекс Российской Федерации, Закон о безопасности гидротехнических сооружений, Федеральные законы «О плате за пользование водными объектами», «Об охране окружающей среды» и разработанные на их основе программы и схемы комплексного использования и охраны водных ресурсов.

В 2000 г. Совет Европейского Союза (ЕС) и Европарламент приняли Рамочную директиву по воде, которая обязательна для всех членов ЕС и кандидатов в члены, к которым, надо полагать, со временем будет относиться и Россия. Не случайно в дни празднования 300-летия Санкт-Петербурга 31 мая 2003 г. состоялось совещание на высшем уровне с участием глав правительств стран – членов и кандидатов в члены ЕС, а также России. Участники совещания договорились о создании условий для формирования общего экономического пространства, составной частью которого являются водные ресурсы. Реализуемые в ЕС.

Рамочная директива по воде направлена на достижение следующих основных целей:

- обеспечение к определенному сроку (примерно через 13 лет) хорошего состояния всех водных ресурсов;
- внедрение повсеместно бассейнового принципа управления водными ресурсами;
- охват водоохраным законодательством как поверхностных, так и подземных вод;
- реальное отражение затрат на водообеспечение в ценообразовании;
- активное участие граждан в управлении водными ресурсами.

Апробированная в России система управления водным хозяйством отвечает основным принципам рамочной директивы ЕС, надо только рационально использовать накопленный опыт.

#### **12.4. Некоторые задачи гидрологии болот**

Поскольку книга в виде учебника по гидрологии торфяных болот издается впервые, а комплексные гидрологические исследования болот по существу были начаты лишь в последние десятилетия, необходимо сформулировать наименее разработанные вопросы гидрологии болот, решать которые предстоит молодым исследователям.

По существу они (задачи науки) просматриваются в самом тексте книги, а ранее были в разной мере сформулированы К.Е. Ивановым и В.В. Романовым. К числу нуждающихся в дальнейшем теоретическом и экспериментальном обосновании относятся следующие вопросы:

1. Теория передвижения влаги и водообмен в торфяной залежи при неполном насыщении, особенно в торфяных залежах с переменными капиллярными свойствами. Практически отсутствуют четкие представления о начальном градиенте фильтрации и об участии внутриклеточной воды в водоотдаче торфа.

2. Связь капиллярного потенциала с влажностью торфа на верховых и низинных болотах, а также используемых в гидрологии констант влагоёмкостей с потенциалом влаги.

3. Методы определения вертикального водообмена грунтовых вод болота с подстилающими торфяную залежь напорными и безнапорными горизонтами подземных вод. Не изучены фильтрационные характеристики нижних слоев торфа, особенно верховых болот, причины низкой их водопроницаемости при восходящем и особенно нисходящим движении воды.

4. Не раскрыт механизм взаимодействия болот с прилегающими землями, особенно в части водообмена и формирования засоления торфа в приболотном поясе (феномен «грива-болото») при наличии напорных и безнапорных вод.

5. Использование для расчёта суммарного испарения связи его с величиной притока энергии (через коэффициент  $\alpha$ ) не вполне корректно, так как на физическое испарение (преобладает весной) транспирация (биологическое испарение), оказывает в летний период лимитирующее воздействие по отводу водяного пара. Видимо, коэффициент  $\alpha$  будет различным во внутригодовом ходе испарения.

6. Слабо изучены фильтрационные и тепловые свойства деятельного горизонта низинных и переходных болотах.

7. Слабо изучены тепловые свойства переходного слоя от деятельного горизонта к инертному и глубоким слоям торфа на верховых болотах, поэтому расчёты тепловых потоков в переходные ранневесенний и позднесенний периоды, когда изменяется направление тепловых потоков в глубоких слоях, затруднительны. В связи с этим необходимо изучение изменения тепловых свойств в процессе уплотнения и разложения мохового очеса и торфа.

8. Не изучен вопрос о роли грунтовых вод в миграции влаги к фронту промерзания и оттаивания промерзшего слоя торфа, особенно на низинных осушаемых болотах. Отсутствует метод расчёта величины притока тепла на болото с грунтовыми водами.

9. Слабо изучена фильтрация воды весной через промерзшие верхние слои торфа, особенно на осушаемых низинных болотах.

10. Отсутствуют генетические зависимости стока с малых водосборов, необходимые для гидрологических расчётов мелиоративных систем.

11. Нуждаются в научной разработке вопросы динамики солевого баланса, загрязнения рек болотными водами, использования болот для очистки сточных вод и др.

Ниже приведены три вопроса методического плана.

В 1960<sup>е</sup> годы получил распространение водобалансовый метод исследования гидрологических и гидролого-мелиоративных процессов, большой вклад в это внёс академик С.Ф. Аверьянов, выделивший *водный режим территорий в качестве самостоятельного объекта исследований*. Нередко полевые режимные наблюдения старались обязательно обработать с использованием уравнения водного баланса. При этом по уравнению баланса определяли один из наиболее трудно измеряемых элементов (суммарное испарение, вертикальный водообмен, грунтовое питание и др.). Это не осталось незамеченным С.Ф. Аверьяновым, в феврале 1972 г. он говорил: *«Безусловно, применение метода баланса является полезным и обоснованным. Баланс – это собственно выражение закона сохранения масс, или веществ, или энергии, скажем, в тепловом балансе. Тот, кто отрицает баланс, совершает ошибку... Слабая сторона водного баланса заключается в том, что один только баланс недостаточен для предвидения тех мелиоративных процессов, которые будут происходить в изменившихся условиях, т.е. для прогноза. Нужно обязательно наряду с водным балансом знать закономерности движения воды и солей... Для воднобалансовых, солевых и водных прогнозов, в частности гидрогеологических, обязательны полевые исследования»*.

Не лишне привести мнение С.Ф. Аверьянова, высказанное в 1972 г., по поводу моделирования. *«У нас начали увлекаться, конечно, заслуженно математическим моделированием. Математическое моделирование вещь хорошая..., это прогрессивное направление и оно позволит решить многие задачи. Но я хотел бы обратить внимание на следующее обстоятельство – закладывать в математическую модель надо результаты, полученные из опыта и практики. Надо начинать с практики и кончать практикой*.

*Из практики брать модель, из практики брать исходные данные. Потом делать анализ, высказывать гипотезы, делать выводы и потом снова проверять в практике. Тогда это будет обоснованно. Возникает момент некоторого абстрагирования, настолько далекого, что трудно вернуться назад... Формулы и методы стали усложняться, но нельзя забывать о начале и конце нашей практики»*.

К сожалению, до сих пор даже в некоторых научных концепциях звучат слова «изучение и моделирование», «изучение и разработка моделей», хотя второе слово имеет лишь подчиненное первому значение,

ибо изучить – познать, а моделировать – всего лишь исследовать объект познания на модели. Качество моделирования зависит, прежде всего, от используемых экспериментальных материалов.

Закончим на серьезной ноте. Хотелось бы привести слова выдающегося гидролога-болотоведа современности Вассы Федоровны Шебеко, посвятившей жизнь этой проблеме. В эпитафье к одной из последних капитальных работ она писала:

*«Вода и жизнь – всегда проблема не единая,  
Сошлись тут разные нелегкие пути.  
Пусть этот труд, уже как песня лебединая,  
Поможет с гордостью тернистый путь пройти».*

За сто лет научной гидрологии в России разработана стройная система теории и практики общей гидрологии и гидрологии торфяных болот, но в ней еще остается много белых пятен, изучение которых – нужное и захватывающе интересное занятие прежде всего для талантливой молодёжи.

#### **Контрольные вопросы**

1. Перечислите основные положения Водного кодекса Российской Федерации.
2. Что включает и для чего ведется водный кадастр?
3. Ограниченность водных ресурсов и международные обязательства.
4. Сформулируйте, на основе изучения предмета, наиболее слабо разработанные вопросы гидрологии торфяных болот.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьянов С.Ф. О советской гидрологической науке // Известия ОТН АН СССР. 1951. № 6. С. 920–935.
2. Аверьянов С.Ф. Фильтрация из каналов и её влияние на режим грунтовых вод. М.: Колос, 1982. 241 с.
3. Афанасик Г.И., Голченко М.Г., Лихацевич А.П., Михайлов Г.М. Сельскохозяйственные гидротехнические мелиорации. Минск: Тэхналогія, 2000. 436 с.
4. Базин Е.Т., Макурина З.М., Женихов Ю.Н. Использование торфа и торфяных месторождений в сельском хозяйстве (физико-механические свойства торфа и торфяных залежей). Калинин: КПТИ, 1982. 100 с.
5. Бахнов В.К. Биогеохимия болотного почвообразования (почвенно-биосферные аспекты). Дис. ... д-ра биолог. наук. Новосибирск: ИПиА, 2005. 263 с.
6. Бефани А.Н. Вопросы региональной гидрологии. Паводочный сток: Учебное пособие. Киев: ОГМИ, 1989. 132 с.
7. Болота и биосфера: Материалы второй научной школы / Инишева Л.И. Томск: ТГПУ, 2003. 210 с.
8. Будаговский А.И. Испарение почвенной влаги. М.: Наука, 1964. 244 с.
9. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. 254 с.
10. Булавко А.Г. Водный баланс речных водосборов. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 304 с.
11. Булавко А.Г., Маслов Б.С. Водорегулирующие значения болот и последствия их осушения // Гидротехника и мелиорация. 1982. № 8. С. 53–56.
12. Вомперский С.Э., Сирин А.А., Глухов А.И. Формирование и режим стока при гидроресомелиорации. М.: Наука, 1988. 168 с.
13. Воронин А.Д. Основы физики почв. М.: МУ, 1986. 245 с.
14. Гавич И.К., Лучшева А.А., Семенова–Ерофеева С.М. Сборник задач по общей гидрогеологии. М.: Недра, 1985. 412 с.
15. Дорст Ж. До того как умрет природа: Пер. с фр. М.: Природа, 1968. 415 с.
16. Дубах А.Д. Гидрология болот. Л.: Гидрометеоиздат, 1944.
17. Дьяконов К.Н., Аношко В.С. Мелиоративная география. М.: МУ, 1995. 256 с.

18. Елизарова Т.Н., Казанцев В.А., Магаева Л.А., Устинов М.Т. Эколого-мелиоративный потенциал почвенного покрова Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1999. 240 с.
19. Железняков Г.В., Овчаров Е.Е. Инженерная гидрология и регулирование стока. М.: Колос, 1993. 464 с.
20. Зайдельман Ф.Р. Гидрологический режим почв нечернозёмной зоны. Генетические, агрономические и мелиоративные аспекты. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 328 с.
21. Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 280 с.
22. Иванов К.Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 500 с.
23. Инишева Л.И., Махлаев В.К. Мелиоративные режимы пойменных торфяников: Справочное пособие. Томск: ЦНТИ, 2002. 100 с.
24. Кац Д.М., Шестаков В.М. Мелиоративная гидрогеология. М.: МГУ, 1981. 296 с.
25. Константинов А.Р. Испарение в природе. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 532 с.
26. Корепанов С.А., Корепанов Д.А. Влияние осушения мезоолиготрофных болот на экологию и рост леса. Йошкар Ола: АНИИУЛП, 2002. 120 с.
27. Корчунов С.С., Могилевский И.И. Теория потенциала влаги и ее применение для исследования осушения торфяной залежи. Л.: Международный конгресс по торфу., 1963. 14 с.
28. Косов В.И., Панов В.В. Торфяно-болотные системы в экосфере. Тверь: РАЕН, 2001. 188 с.
29. Костяков А.Н. Основы мелиораций. 5-е изд. М.: ГИСХЛ, 1951. 750 с.
30. Кузьмин Г.Ф. Месторождения торфа северо-запада России и их использование. Дис. ... д-ра г.-м. наук. СПб.: НИИТП, 1998. 84 с.
31. Лебедев А.В. Методы изучения баланса грунтовых вод. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 224 с.
32. Леви И.И. Инженерная гидрология. М.: Высшая школа, 1968. 240 с.
33. Лопатин В.Д. О гидрологическом значении верховых болот // Вестник ЛГУ, 1949. С. 37–49.
34. Лундин К.П. Водные свойства торфяной залежи. Минск: Урожай, 1964. 212 с.
35. Лучшева А.А. Основы гидравлики и гидрометрии. М.: Недра, 1989. 176 с.
36. Маслов Б.С. Мелиорация торфяных болот. Томск: ТГПУ, 2007. 244 с.



37. Маслов Б.С. Режим грунтовых вод переувлажненных земель и его регулирование. М.: Колос, 1970. 232 с.
38. Маслов Б.С., Колганов А.В., Шаманаев В.А. и др. Руководство по длительному сельскохозяйственному использованию осушаемых торфяных почв... М.: Россельхозакадемия, 1999. 96 с.
39. Мезенцев В.С. Гидролого-климатические основы проектирования гидромелиорации. Омск: ОмСХИ, 1993. 110 с.
40. Мониторинг земель. Термины и определения: Словарь-справочник / Ред. П.Р. Попович. М.: Гос. проектно-изыскат. ин-т земельно-кадастровых съёмов, 2003. 402 с.
41. Муромцев Н.А. Мелиоративная гидрофизика почв. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 272 с.
42. Новиков С.М. Водообмен болот // Болота и биосфера. Томск: ТГПУ, 2003. С. 28–38.
43. Новосельцев В.Н., Бесфамильный И.Б., Кизяев Б.М. и др. Техногенное загрязнение речных экосистем. М.: Научный мир, 2002. 140 с.
44. Овчаров Е.Е., Захаровская Н.Н., Прошляков И.В. и др. Практикум по гидрологии, гидрометрии и регулированию стока. М.: Агропромиздат, 1988. 224 с.
45. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 446 с.
46. Практикум по гидрологии, гидрометрии и регулированию стока. / Ред. Овчаров Е.Е. М.: Агропромиздат, 1988. 224 с.
47. Пыленок П.И., Сидоров И.В. Природоохранные мелиоративные режимы и технологии. М.: РАСХН, 2004. 323 с.
48. Пьявченко Н.И. Торфяные болота: их природа и хозяйственное значение. М.: Наука, 1985. 152 с.
49. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 96 с.
50. Романов В.В. Гидрофизика болот. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 360 с.
51. Россия: социально-экологические водные проблемы / Ред. Черняев А.М. Екатеринбург: РосНИИВХ, 1999. 273 с.
52. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 111 с.
53. Свадковский Э.Г. Регулирование реки Дубны. М.: МОЗУ, 1936. 256 с.
54. Скрынникова И.Н. Почвенные процессы в окультуренных торфяных почвах. М.: АН СССР, 1961. 248 с.
55. Соколовский Д.Л. Речной сток. Л.: Гидрометеоиздат, 1959. 539 с.

56. Соломенцев Н.А., Львов А.М., Симиренко С.Л., Чекмарев В.А. Гидрология суши. Л.: Гидрометеиздат, 1976.
57. Харченко С.И. Управление водным режимом на мелиорируемых землях в нечерноземной зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 240 с.
58. Харченко С.И., Маслов Б.С. Водно-балансовые исследования на мелиорируемых землях. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 16 с.
59. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 308 с.
60. Шаблинский В.В., Кошман М.Г. Гидротехника в торфяной промышленности. М.: Недра, 1971. 272 с.
61. Шебеко В.Ф. Влияние осушительных мелиораций на водный режим территорий. Минск: Ураджай, 1983. 200 с.
62. Шебеко В.Ф. Водохозяйственные расчеты при мелиорации переувлажненных земель. Минск: БелНИИМиЛ, 2000. 312 с.
63. Шебеко В.Ф. Гидрологический режим осушаемых территорий. Минск: Урожай, 1965. 299 с.
64. Шебеко В.Ф. Изменение микроклимата под влиянием мелиорации болот. Минск: Наука и техника, 1977. 286 с.
65. Шкинчис Ц.Н. Гидрологическое действие дренажа. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 312 с.
66. Яцик А.В. Водогосподарська екологія (на україн. мові). Київ: Генеза, 2003. Т. 1. 400 с.

## ГЛОССАРИЙ

**Акватория** – водное пространство в пределах естественных, искусственных или условных границ.

**Аккумулирующая способность почвы** – водовместимость почвы, содержание влаги в почве при условии полного заполнения всех пор водой.

**Аккумуляция воды** – элемент водного баланса, временное накопление влаги на поверхности земли в виде талой и дождевой воды.

**Амплитуда колебания уровня** грунтовых вод – разность между максимальным и минимальным положением зеркала грунтовых вод.

**Артезианские воды** – подземные воды, находящиеся в водоносных породах, перекрытых сверху водонепроницаемыми пластами, обладающие напором.

**Атмосферное увлажнение** – степень обеспечения местности влагой, необходимой для роста и развития растений.

**Атмосферные осадки** – осадки, выпадающие из облаков (дождь, снег, град и др.) и образующиеся на поверхности земли из водяного пара воздуха (роса, иней, изморозь).

**Баланс подземных вод** – совокупность всех видов поступления подземной воды в водовмещающие породы и её расход за определенный промежуток времени.

**Баланс радиационный**, остаточная радиация – разность между радиацией, поглощенной земной поверхностью, и эффективным излучением.

**Баланс тепловой** состоит из радиационного баланса, затрат тепла на испарение и турбулентного теплообмена между поверхностью и атмосферой.

**Бассейн водосборный** – прилегающая к реке, озеру, каналу территория, с которой происходит сток воды к ним; ограничивается водораздельной линией.

**Берег коренной** – берег водного бассейна или реки, сложенный отложениями, образовавшимися раньше водоёма и речной долины.

**Болотные воды** – воды, формирующиеся на болотах или под воздействием болот.

**Болотный массив** – часть земной поверхности, занятая болотом или группой слившихся болот.

**Болотный микроландшафт** – наименьшая таксономическая единица болотного массива, однородная по микрорельефу поверхности, характеру растительности и водному режиму.

**Вегетационный период** – период года (в сутках), в который по метеорологическим условиям возможны рост и развитие растений от всходов до полного созревания.

**Вероятность** – мера оценки достоверности появления того или иного события (например, подъёма уровней в реке). Она равна отношению случаев, благоприятствующих появлению данного события, к общему числу случаев.

**Верховодка** – свободная гравитационная вода, образующая временный водоносный горизонт в почве на слабопроницаемом слое (плужная подошва, иллювиальный горизонт).

**Влага атмосферная** – содержание водяного пара в атмосфере; характеризуется абсолютной влажностью, относительной влажностью или дефицитом влаги (недостатком насыщения при данной температуре).

**Влагоёмкость торфа** – способность торфа поглощать и удерживать определенное количество воды, выражается в процентах от веса или объёма, а также в мм.

**Влажность торфа** – содержание в нем влаги, которое выражают в процентах от веса абсолютно сухого торфа (весовая влажность) или от объёма (объёмная) или от содержания влаги, соответствующего полной (или другой) влагоёмкости.

**Водное хозяйство** – деятельность в сфере изучения, использования, охраны водных объектов, а также предотвращения и ликвидации негативного воздействия вод.

**Водные ресурсы** – поверхностные и подземные воды, которые находятся в водных объектах и используются или могут быть использованы.

**Водный объект** – природный или искусственный водоём, водоток либо иной объект, постоянное или временное сосредоточение вод в котором имеет характерные формы и признаки водного режима.

**Водный режим** – изменение во времени уровня, расхода и объёма воды в водном объекте.

**Водный фонд** – совокупность водных объектов в пределах конкретной территории.

**Водоносность реки** – количество воды, проносимое в среднем за год, м<sup>3</sup>/год или мм.

**Водоносный горизонт** – толща геологической породы, содержащая гравитационную воду.

**Водоотведение** – любой сброс вод, в том числе сточных вод и (или) дренажных вод, в водные объекты.

**Водоотдача торфа** – способность торфа, насыщенного до полной влагоёмкости (пористости) отдавать часть воды путем свободного стекания под действием силы тяжести; выражается в % от объёма или мм.

**Водопользователь** – физическое лицо или юридическое лицо, которым предоставлено право пользования водным объектом.

**Водопотребление** – потребление воды из систем водоснабжения.

**Водосбор** – часть земной поверхности, с которой поступает поверхностный и грунтовой сток в реку (канал, озеро).

**Водоснабжение** – подача поверхностных или подземных вод водопотребителям в требуемом количестве и в соответствии с целевыми показателями качества воды в водных объектах.

**Водохозяйственная система** – комплекс водных объектов и предназначенных для обеспечения рационального использования и охраны водных ресурсов гидротехнических сооружений.

**Гидравлика** – наука о закономерностях покоя и движения жидкостей (вода) в разных условиях.

**Гидравлическая связь** – взаимодействие подземных и поверхностных вод с водами водотоков и водоёмов в процессе водообмена.

**Гидрогеологический разрез** – геологический разрез, дополненный данными о глубинах залегания грунтовых вод и величинах пьезометрических напоров (в абсолютных отметках) и сведениями о минерализации и химическом составе грунтовых вод.

**Гидрогеология** – наука о подземных водах в литосфере (гидрология подземных вод), изучающая происхождение, условия залегания и распространение их в земной коре, законы движения, взаимодействие с водовмещающими породами, подземными газами и биосферой, формирование химического состава для их использования (питьевое водоснабжение, орошение и т.п.).

**Гидрограф** – график изменения во времени расходов воды в данном створе водотока.

**Гидрографическая сеть** – совокупность рек, озёр, болот и каналов.

**Гидрография** – раздел гидрологии суши, посвященный описанию водных объектов (гидрографической сети) и их частей с качественной и количественной характеристикой их положения, физико-географических условий, режима, использования.

**Гидродинамика** – раздел гидромеханики, изучающий движение жидкостей и их взаимодействие с твёрдыми телами.

**Гидродинамическая сетка** – графическое изображение фильтрационного потока, состоит из линий тока и эквипотенциалей (линий равного напора), пересекающихся под прямым углом.

**Гидродинамический напор** (скоростной напор) – линейная характеристика удельной кинетической энергии потока, выражаемая отношением  $\alpha v^2/2g$ , где  $v$  – скорость потока,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\alpha$  – коэффициент Кориолиса.

**Гидродинамическое давление** – сила воздействия движущейся жидкости на грунт, отнесенная к единице объёма; равна произведению объёма жидкости на градиент напора грунтовых вод.

**Гидроизогипсы** – линии на плане, соединяющие точки одинаковых высот поверхности грунтовых вод над уровнем моря или над условной нулевой поверхностью.

**Гидроизоплеты** – линии на вертикальном разрезе почвы, соединяющие точки с одинаковой влажностью почвы.

**Гидроизопьезы** – изолинии пьезометрических высот, отметок свободных уровней подземных вод, отвечающих гидростатическому давлению в данной точке (пьезометре).

**Гидрологическая аналогия** – сходство основных гидрологических характеристик стока речных бассейнов, находящихся в близких физико-географических условиях. Используется при выборе водосборных бассейнов-аналогов.

**Гидрологическая информация** – сбор, обработка и представление сведений о водных объектах страны, региона, речного бассейна, включая наводнения, сели, заторы и пр.

**Гидрологическая обстановка** – состояние водного объекта, обусловленное природными и антропогенными факторами.

**Гидрологическая сеть** – система гидрологических постов и станций на водных объектах, на которых ведутся непрерывные наблюдения за уровнями, расходами воды и др. показателями.

**Гидрологические величины** – значения гидрологических характеристик (расход воды, модуль стока и др.), выраженные в соответствующих единицах измерения.

**Гидрологические характеристики** – количественные оценки элементов гидрологического режима (годовой сток реки, минимальный сток, режим стока и др.).

**Гидрологический год** – годичный интервал, включающий периоды накопления и расходования влаги в речном бассейне. Начинается

с начала осени (1 октября, 1 ноября...) и заканчивается соответственно 30 сентября, 31 октября.

**Гидрологический прогноз** – предсказание ожидаемого гидрологического явления (паводка, наводнений, зажоров и т.п.) на основе данных гидрометеорологических наблюдений.

**Гидрологический процесс** – взаимодействие воды с природной средой.

**Гидрологический режим** – изменения состояния водного объекта во времени, которые отличают его от других водных объектов.

**Гидрология** – наука, изучающая гидросферу, ее свойства и протекающие в ней процессы и явления во взаимодействии с атмосферой, литосферой и биосферой.

**Гидрология болот** – раздел гидрологии суши, изучающий процессы движения воды в болотных массивах, изменения фазового состояния воды и взаимодействия её с твёрдой органической и минеральной частями и процессы влагообмена болот с компонентами природной среды.

**Гидрология мелиоративная** – прикладное направление гидрологии, связанное с гидрологическим обоснованием мелиорации.

**Гидрология почвенная** – учение о почвенной влаге и её свойствах, водном режиме и балансе почв, об участии влаги в процессах почвообразования и влагообеспечении растений.

**Гидростатическое давление** – сжимающее напряжение в данной точке покоящейся жидкости.

**Гидрофизика** – раздел гидрологии, изучающий физические процессы, протекающие в водной массе водных объектов и в запасах влаги, накопленной в их бассейнах, в любом агрегатном состоянии, в том числе в виде снега и льда.

**Гравитационная вода** – наиболее подвижная форма воды, заполняющая поры, пустоты и трещины в почве (породе), способная перемещаться под действием силы тяжести.

**Градиент напора** – гидравлический уклон, или понижение напора, отнесенное к единице длины рассматриваемого участка водного потока.

**Грунтовые воды** – подземные воды первого от поверхности постоянно действующего водоносного горизонта, залегающего на первом выдержанном по площади водоупорном пласте и не имеющие сверху сплошной водонепроницаемой кровли.

**Дефицит влаги почвы** – недостаток влаги в почве до оптимального уровня увлажнения, необходимого для растений.

**Дренажные воды** – воды, отвод которых осуществляется дренажными сооружениями для сброса в водные объекты.

**Засуха** – значительный по сравнению с нормой недостаток осадков в течении длительного времени, в результате которого иссякают запасы влаги в почве и водоёмах.

**Затор** – скопление и нагромождение льда в русле реки в период ледохода.

**Зеркало водное** – водная поверхность поверхностных или грунтовых вод.

**Зона аэрации** – приповерхностная часть грунтовой толщи между дневной поверхностью и первым водоносным горизонтом (грунтовыми водами).

**Зона насыщения** – часть земной коры, расположенная ниже уровня грунтовых вод.

**Использование водных объектов** (водопользование) – использование различными способами водных объектов для удовлетворения потребностей Российской Федерации, субъектов Российской Федерации, муниципальных образований, физических лиц, юридических лиц.

**Истощение вод** – постоянное сокращение запасов и ухудшение качества поверхностных и подземных вод.

**Капиллярная кайма** – слой почвы (грунта), расположенный непосредственно над грунтовыми водами, содержащий в себе капиллярно-подпёртую воду, нижняя часть зоны аэрации.

**Конденсация** – процесс перехода водяного пара в жидкое состояние, происходит на поверхности почвы и растений (роса, иней) и воды, внутри почвы и горных пород. Величина конденсации – элемент водного баланса.

**Коэффициент влагопроводности торфа** – показатель интенсивности прохождения воды через ненасыщенную водой почву. Представляет собой коэффициент пропорциональности между скоростью потока воды и градиентом сил (напор, давление).

**Коэффициент водоотдачи** – безразмерная величина, характеризующая способность почвы отдавать часть воды при понижении уровня грунтовых вод.

**Коэффициент водопотребления** – объём воды ( $\text{м}^3/\text{т}$ ), потребной для создания единицы урожая.



**Коэффициент стока** – отношение величины стока к величине выпавших на площадь водосбора осадков, вызвавших сток.

**Коэффициент фильтрации** – скорость фильтрации воды при градиенте напора, равном единице.

**Кривая обеспеченности** – интегральная кривая, показывающая обеспеченность превышения (в % или долях единицы) данной величины среди общей совокупности ряда.

**Круговорот воды в природе** – непрерывный процесс перемещения воды на Земле, сопровождающийся её фазовыми превращениями и имеющий циклический характер.

**Метод теплового баланса** – метод, базирующийся на законе сохранения и превращения энергии; используется для расчёта испарения.

**Модуль стока** – количество воды, стекающей с площади бассейна реки (канала) в единицу времени, л/с-га, м<sup>3</sup>/с·км<sup>2</sup>.

**Моховой очёс** – живорастущий моховой покров на болотах, легко отделяемый от нижележащего торфа.

**Начальный градиент напора** – гидравлический градиент, после превышения которого начинается движение жидкости.

**Негативное воздействие вод** – затопление, подтопление, разрушение берегов водных объектов, заболачивание и другое негативное воздействие на определенные территории и объекты.

**Осушение болот** – удаление избытка воды с поверхности земли, из почвы и грунта для создания благоприятного водного режима для земледелия и лесоводства.

**Охрана водных объектов** – система мероприятий, направленных на сохранение и восстановление водных объектов.

**Половодье** – ежегодный и длительный подъём уровней воды в реках с увеличением расходов воды, вызванном снеготаянием.

**Пористость** (скважность, порозность) – общий объём пор и всех промежутков между частицами твёрдой фазы почвы, выраженный в % от общего объёма почвы в естественном сложении.

**Поток воды** – движение (течение) массы воды, ограниченной поверхностями твёрдых тел, или совокупность элементарных струек воды, движущихся с различными скоростями.

**Поток подземных вод** (фильтрационный поток) – масса воды, перемещающаяся в порах горных пород под действием разности напоров по пути движения воды.

**Проточность** болота – величина, определяемая по формуле  $q = \kappa_0 i (z_0 - z)$ , где  $\kappa_0$  – средний коэффициент фильтрации деятельного слоя

торфяной залежи,  $i$  – уклон поверхности,  $z_0$  – толщина деятельного слоя,  $z$  – уровень грунтовых вод.

**Пьезометрический напор** – удельная энергия давления воды, значение которой равно пьезометрической высоте, отвечающей точке, в которой рассматривается единица массы воды.

**Радиационный баланс** – остаточная солнечная радиация, или разность между приходящими к поверхности земли и уходящими от нее потоками коротковолновой и длинноволновой лучистой энергии.

**Расход воды** – объём воды, протекающей через поперечное сечение водотока в одну секунду.

**Режим влажности почвы** – изменение содержания влаги в почве во времени.

**Режим грунтовых вод** – процесс изменения количественных и качественных показателей (уровень, расход, температура, химический состав и т.д.) во времени.

**Речной бассейн** – территория, поверхностный сток вод с которой через связанные водоёмы и водотоки осуществляется в море или озеро.

**Свободная вода в почве** – часть почвенной влаги, не связанной сорбционными силами, находится под влиянием сил тяжести и капиллярных сил.

**Связанная вода** – влага, удерживаемая сорбционными силами в почве. При этом выделяется тепло, называемое теплотой смачивания.

**Сточные воды** – воды, сброс которых в водные объекты осуществляется после их использования или сток которых осуществляется с загрязненной территории.

**Твёрдый сток** – твёрдые минеральные частицы, переносимые потоком; образуются в результате эрозии русла и водосбора.

**Тепловой баланс почвы** – соотношение между составляющими прихода и расхода тепла в расчетном слое за какой-либо период времени.

**Транспирация** – испарение воды растением.

**Уклон водной поверхности** – падение напора на единицу длины реки (канала).

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	4
Глава 1. Введение. Общие сведения . . . . .	5
1.1. Гидрология как наука . . . . .	5
1.2. Развитие гидрологии . . . . .	7
1.3. Водные ресурсы . . . . .	11
1.4. Круговорот воды в природе . . . . .	12
1.5. Водный баланс Земли и водосборного бассейна . . . . .	15
1.6. Радиационный баланс . . . . .	16
1.7. Статистическая оценка рядов наблюдений гидрологических величин . . . . .	19
Контрольные вопросы . . . . .	26
Глава 2. Вода в торфе . . . . .	27
2.1. Физические свойства торфа . . . . .	27
2.2. Свободная вода в торфяной залежи . . . . .	29
2.2.1. Водопроницаемость и коэффициент фильтрации . . . . .	31
2.3. Связанная вода в торфе . . . . .	41
2.3.1. Капиллярная влагоёмкость и водоотдача . . . . .	43
Контрольные вопросы . . . . .	51
Глава 3. Гидрологические характеристики болотных микроландшафтов . . . . .	52
3.1. Основные гидрологические характеристики . . . . .	52
3.2. Гидродинамические характеристики болот . . . . .	56
3.3. Потенциал влаги. Влагопроводность . . . . .	61
Контрольные вопросы . . . . .	67
Глава 4. Гидрологический режим болота . . . . .	69
4.1. Режим грунтовых (болотных) вод . . . . .	69
4.2. Взаимосвязь болотных вод с прилегающими территориями . . . . .	81
4.3. Вертикальный водообмен грунтовых вод на болотах . . . . .	91
4.4. Водный режим осушаемого низинного болота . . . . .	106
Контрольные вопросы . . . . .	120
Глава 5. Теория формирования стока . . . . .	122
5.1. Формирование поверхностного стока . . . . .	122
5.1.1. Схема образования стока . . . . .	122
5.1.2. Впитывание воды в почву . . . . .	123
5.1.3. Добегание воды . . . . .	124
5.1.4. Коэффициент стока . . . . .	124
5.1.5. Метод изохрон . . . . .	125
5.1.6. Гидрограф стока . . . . .	126
5.2. Формирование грунтового (подземного) стока . . . . .	130
5.2.1. Общие сведения. Расход грунтовых вод . . . . .	130
5.2.2. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод . . . . .	136
5.2.3. Взаимосвязь грунтовых вод с нижележащими водоносными горизонтами . . . . .	137
5.2.4. Гидродинамический анализ режима подземных вод на водосборе . . . . .	138
5.3. Формирование поверхностно-грунтового (диффузионного) стока . . . . .	141
5.3.1. Деятельный и инертный горизонты торфяной залежи . . . . .	141
5.3.2. Сетка стекания . . . . .	145
5.3.3. Проточность и гидрологическая характеристика болот . . . . .	150
5.3.4. Определение стока воды с болотных микроландшафтов . . . . .	157

Контрольные вопросы . . . . .	159
Глава 6. Сток воды . . . . .	161
6.1. Гидрологические характеристики стока. . . . .	161
6.2. Водное питание рек. . . . .	166
6.3. Расчетные гидрографы стока . . . . .	172
6.4. Расчетные гидрографы весеннего половодья . . . . .	176
6.5. Формулы для определения стока . . . . .	181
6.5.1. Максимальный расход половодья . . . . .	181
6.5.2. Предпосевной сток . . . . .	185
6.5.3. Максимальный расход паводков. . . . .	187
6.5.4. Минимальный расход воды . . . . .	188
6.5.5. Сток с болот . . . . .	189
6.5.6. Гидрофизические методы расчета стока . . . . .	191
6.6. Интегральная кривая стока . . . . .	200
6.7. Регулирование стока . . . . .	202
6.8. Изменение климата и сток. . . . .	205
Контрольные вопросы . . . . .	206
Глава 7. Уравнение водного баланса и его элементы . . . . .	208
7.1. Элементы уравнения баланса воды на поверхности земли . . . . .	208
7.1.1. Атмосферные осадки . . . . .	208
7.1.2. Конденсация влаги на поверхности земли . . . . .	212
7.1.3. Приток поверхностных вод . . . . .	214
7.1.4. Испарение с водной поверхности . . . . .	215
7.1.5. Испарение с поверхности снега . . . . .	217
7.1.6. Инфильтрация воды в почву . . . . .	218
7.1.7. Изменение запасов воды на поверхности. Аккумуляция воды . . . . .	221
7.2. Элементы баланса влаги в зоне аэрации . . . . .	223
7.2.1. Водообмен с грунтовыми водами . . . . .	223
7.2.2. Конденсация влаги в почве . . . . .	229
7.2.3. Транспирация влаги растениями . . . . .	230
7.2.4. Изменение запасов влаги в зоне аэрации . . . . .	232
7.3. Элементы баланса грунтовых вод . . . . .	233
7.3.1. Балансовое уравнение . . . . .	233
7.3.2. Водообмен грунтовых вод с зоной аэрации . . . . .	235
7.3.3. Вертикальный водообмен грунтовых вод с нижележащими водоносными слоями . . . . .	242
7.3.4. Приток и отток подземных вод . . . . .	250
7.3.5. Изменение запасов грунтовых вод . . . . .	253
7.3.6. Особенности расчёта баланса грунтовых вод . . . . .	254
7.4. Опыт решения уравнения водного баланса . . . . .	255
7.4.1. Методы экспериментального определения основных элементов водного баланса . . . . .	260
Контрольные вопросы . . . . .	262
Глава 8. Тепловой баланс торфяных болот . . . . .	264
8.1. Уравнение теплового баланса . . . . .	264
8.2. Тепловые свойства болот . . . . .	265
8.3. Перенос тепла в почве. . . . .	271
8.4. Температурный режим торфяной почвы, зоны аэрации и грунтовых вод . . . . .	275
8.5. Режим замерзания болот . . . . .	285
8.6. Оттаивание торфяных почв . . . . .	293

8.7. Зимнее накопление влаги в торфяной почве . . . . .	296
Контрольные вопросы . . . . .	301
Глава 9. Испарение с болот . . . . .	302
9.1. Процесс испарения . . . . .	302
9.2. Способы определения испарения . . . . .	304
9.2.1. Метод теплового баланса . . . . .	304
9.2.2. Метод водного баланса . . . . .	309
9.2.3. Тепловоднобалансовый метод . . . . .	313
9.2.4. Метод турбулентной диффузии . . . . .	314
9.2.5. Использование карт и схем для расчёта испарения . . . . .	315
9.2.6. Эмпирические методы и опытные данные . . . . .	317
Контрольные вопросы . . . . .	325
Глава 10. Гидрографическая сеть и русловые процессы . . . . .	327
10.1. Характеристики речной сети . . . . .	327
10.2. Фильтрационное питание реки . . . . .	331
10.3. Течение воды в реке . . . . .	332
10.4. Формирование реки и её русла . . . . .	337
10.5 Русловые процессы. . . . .	341
10.5.1. Взвешенные наносы . . . . .	342
10.5.2. Влекомые наносы . . . . .	345
10.5.3. Устойчивость и деформации речного русла . . . . .	348
10.6. Гидрографическая сеть болот . . . . .	350
10.6.1. Общие сведения. . . . .	350
10.6.2. Болотные озера и их устойчивость . . . . .	352
10.6.3. Гидрографическое описание болотной реки . . . . .	355
10.6.4. Твёрдый сток . . . . .	362
10.6.5. Сток растворённых веществ . . . . .	363
10.6.6. Химический состав болотных вод . . . . .	368
10.7. Геосток и охрана вод от загрязнения . . . . .	370
10.7.1. Болота как «очистители» сточных вод. . . . .	374
10.8. Баланс зольных элементов . . . . .	376
Контрольные вопросы . . . . .	378
Глава 11. Влияние осушения болот на речной сток и подземные воды . . . . .	380
11.1. Влияние осушения болот на грунтовые воды прилегающих земель . . . . .	380
11.2. Влияние болот на речной сток . . . . .	386
11.3. Влияние осушения болот на речной сток . . . . .	389
Контрольные вопросы . . . . .	397
Глава 12. Заключительная часть . . . . .	398
12.1. Водный кодекс. . . . .	398
12.2. Водный кадастр . . . . .	400
12.3. Международные обязательства по водам . . . . .	401
12.4. Некоторые задачи гидрологии болот . . . . .	403
Контрольные вопросы . . . . .	406
Литература . . . . .	407
Глоссарий . . . . .	411

**ДЛЯ ЗАМЕТОК**

**ДЛЯ ЗАМЕТОК**

*Учебное издание*

*Маслов Борис Степанович*

## **ГИДРОЛОГИЯ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ**

*Учебное пособие*

*Технический редактор: Г.В. Белозёрова  
Ответственный за выпуск: Л.В. Домбраускайте*

Печать: трафаретная  
Бумага: офсетная  
Усл. печ. л.: 24,65  
Уч. изд. л.: 18,93

Сдано в печать: 21.05.2008  
Формат: 60×84/16  
Заказ: 489/у  
Тираж: 100 экз.

Издательство Томского государственного педагогического университета  
634041, г. Томск, пр. Комсомольский, 75  
Отпечатано в типографии Издательства ТГПУ,  
г. Томск, ул. Герцена, 49. Тел. (3822) 52-12-93  
e-mail: [tipograf@tspu.edu.ru](mailto:tipograf@tspu.edu.ru)