

**МИНИСТЕРСТВО СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«АЛТАЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ АГРАРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

Л.А. Беховых, С.В. Макарычев, И.В. Шорина

ОСНОВЫ ГИДРОФИЗИКИ

Учебное пособие

Рекомендовано Учебно-методическим советом по почвоведению при УМО
по классическому университетскому образованию
в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по специальности и направлению высшего
профессионального образования 020701 и 020700 «Почвоведение»

Барнаул
Издательство АГАУ
2008

УДК 556

Беховых Л.А. Основы гидрофизики: учебное пособие / Л.А. Беховых, С.В. Макарычев, И.В. Шорина. Барнаул: Изд-во АГАУ, 2008. 172 с.

ISBN 978-5-94485-088-1

В учебном издании изложены основные вопросы гидрофизики. Большое внимание уделено молекулярной физике воды в трех ее агрегатных состояниях, основным свойствам и аномалиям воды, также рассмотрены основные положения теплообмена, стационарные и нестационарные температурные поля, процессы испарения с поверхности воды, снега, льда и почвы. Приведены методики проведения гидротермических и ледотехнических расчетов водоемов и водотоков. Рассмотрено поведение воды в почвогрунтах и снеге.

Учебное пособие составлено в соответствии с программой курса «Основы гидрофизики».

Предназначено для студентов, аспирантов и преподавателей вузов аграрного профиля, интересующихся проблемами водных ресурсов, водопользования, агрофизики и агропочвоведения.

Рекомендовано к изданию методической комиссией института природообустройства АГАУ (протокол № 5 от 14 февраля 2007 г.).

Рецензенты: к.т.н., доцент, зав. кафедрой гидравлики, с.-х. водоснабжения и водоотведения АГАУ С.А. Павлов;
к.т.н. профессор кафедры общей физики Барнаульского госпедуниверситета П.Д. Голубь.

ISBN 978-5-94485-088-1

© Беховых Л.А., Макарычев С.В., Шорина И.В., 2008

© ФГОУ ВПО АГАУ, 2008

© Издательство АГАУ, 2008

СОДЕРЖАНИЕ

ОСНОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ	5
ВВЕДЕНИЕ	7
ГЛАВА 1. МОЛЕКУЛЯРНАЯ ФИЗИКА ВОДЫ	10
1.1. Общие сведения	10
1.2. Строение молекулы воды	13
1.3. Структура воды в трех агрегатных состояниях	15
1.4. Физические свойства и аномалии воды	18
1.5. Водяной пар в атмосфере	32
1.6. Лед и его физические свойства	33
1.7. Физические свойства снега и снежного покрова	41
1.8. Физико-механические процессы, протекающие в снежном покрове	49
ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕПЛООБМЕНА	52
2.1. Теплота. Температура. Температурное поле	52
2.2. Тепловой поток. Коэффициент теплопроводности	56
2.3. Теплопередача и теплоотдача	59
2.4. Количественная оценка конвективной теплоотдачи	61
2.5. Количественная оценка лучистого теплообмена	62
2.6. Количественная оценка теплоты при изменении агрегатного состояния вещества	66
2.7. Количественная оценка теплопередачи	67
2.8. Дифференциальное уравнение теплопроводности	68
2.9. Дифференциальное уравнение теплопроводности с источником теплоты	70
2.10. Условия однозначности	71
2.11. Методы решения задач	73
ГЛАВА 3. СТАЦИОНАРНОЕ И НЕСТАЦИОНАРНОЕ ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ	76
3.1. Теплопроводность плоского тела, в том числе с внутренним источником теплоты	76
3.2. Численный метод решения уравнения теплопроводности для одномерного температурного поля	80
3.3. Аналитические методы решения уравнения теплопроводности	82

ГЛАВА 4. ГИДРОТЕРМИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ВОДОЕМОВ И ВОДОТОКОВ	88
4.1. Дифференциальное уравнение температурного поля турбулентного потока	88
4.2. Уравнение теплового баланса непроточного водоема	92
4.3. Расчет температуры воды по глубине водоема	97
4.4. Расчет температуры воды открытого водотока	102
4.5. Конвективные течения в водоемах	109
4.6. Годовой термический цикл водоемов	113
ГЛАВА 5. ЛЕДОТЕХНИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ВОДОЕМОВ И ВОДОТОКОВ	118
5.1. Формирование ледяного покрова	118
5.2. Расчет толщины ледяного покрова	120
5.3. Расчет площади полыньи нижнего бьефа ГЭС и её шугопродуцирующей части	123
5.4. Зажорные явления на реках	125
5.5. Разрушение ледяного покрова	127
5.6. Заторные явления на реках	128
5.7. Воздействие льда на гидротехнические сооружения	133
ГЛАВА 6. ИСПАРЕНИЕ С ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ, СНЕГА, ЛЬДА И ПОЧВЫ	137
6.1. Физика процесса испарения с поверхности воды и факторы, её определяющие	137
6.2. Расчет испарения с поверхности воды	139
6.3. Расчет испарения с поверхности снега и льда	145
6.4. Расчет испарения с поверхности почвы	146
ГЛАВА 7. ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОФИЗИКИ ПОЧВ	152
7.1. Влага в почве	152
7.2. Водный режим почв	157
7.3. Мерзлотное пучение почв и грунтов	161
7.4. Снежные лавины	162
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	168

ОСНОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- A – альбедо
 a – коэффициент температуропроводности, $\text{м}^2/\text{с}$
 b – ширина, м
 C – коэффициент Шези, $\text{м}^{1/2}/\text{с}$
 c – удельная теплоемкость, $\text{Дж} (\text{кг}\cdot\text{К})$
 E – модуль упругости льда
 e – влажность воздуха
 F – площадь, м^2
 f – коэффициент трения
 g – ускорение свободного падения, $\text{м}/\text{с}^2$
 H – уровень воды
 h – глубина, м
 I – уклон водной поверхности
 L – удельная теплота фазового превращения, $\text{Дж}/\text{кг}$
 l – длина, м
 m – масса, кг^3
 $N_{\text{зм(зж)}}$ – количество льда в заторе (зажоре), м^3
 n – коэффициент шероховатости льда
 P – интенсивность ледообразования, $\text{Дж}/(\text{см}^3\cdot\text{с})$
 $Q_{\text{в}}$ – расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$
 Q_3 – зимний расход воды, $\text{м}^3/\text{с}$
 q – удельный расход подземных вод
 $q_{\text{л}}$ – расход льда, $\text{кг}/\text{с}$
 $q_{\text{пр}}$ – расход притоков, $\text{м}^3/\text{с}$
 R – гидравлический радиус, м
 $R_{\text{кр.р}}$ – радиус кривизны русла
 $A_{\text{в}}$ – альбедо воды
 $r_{\text{л}}$ – альбедо льда
 $r_{\text{ш}}$ – альбедо шуги
 $r_{\text{сн}}$ – альбедо снега
 Q – тепловой поток с водной поверхности в атмосферу, $\text{Вт}/\text{м}^2$
 T – абсолютная температура, К
 t – температура воды, $^{\circ}\text{C}$
 t_0 – температура поверхности воды, $^{\circ}\text{C}$
 t_2 – температура воздуха на высоте 2 м, $^{\circ}\text{C}$
 u – гидравлическая крупность, $\text{см}/\text{с}$

v – скорость течения, м/с
 ω – скорость ветра на высоте, м/с
 x – длина разгона, м
 x, y, z – пространственные координаты, м
 α – коэффициент теплообмена водной поверхности с атмосферой, Вт/(м²·К)
 β – коэффициент расширения воды
 δ – пористость льда
 ε – относительная поглощательная способность длинноволновой радиации (для воды $\varepsilon = 0,92$)
 η – турбулентная теплопроводность, Вт/(м·К)
 ϑ – эквивалентная температура воздуха, °С
 λ – теплопроводность, Вт/(м·К)
 μ_{τ} – коэффициент внутреннего трения
 μ – динамическая вязкость, Па · с
 ν – кинетическая вязкость, м²/с
 ξ – коэффициент бокового распора
 ρ – плотность воды, кг/м³
 σ – прочность льда, Па
 σ_B – постоянная Стефана-Больцмана, равная $5,67 \cdot 10^8$ Вт/(м²·К⁴)
 τ – период, с
 φ – относительное разрушающее напряжение тающего льда
 s – площадь поперечного сечения, м²

ВВЕДЕНИЕ

За последнее столетие накоплено и обобщено много сведений, которые существенно изменили подходы ученых и специалистов к пониманию процессов, происходящих в гидросфере. Практическая направленность исследований различных форм воды, заключающаяся в изучении антропогенного воздействия на водные экосистемы, в XXI веке становится актуальной. Это диктует необходимость детального физического и математического описания свойств и процессов, происходящих с водными, ледяными и снежными массами, с последующим выходом на решение конкретных практических задач, стоящих как перед специалистами-гидрологами (в исследовании проблем, связанных с водными объектами на поверхности суши), гидротехниками (в части освоения водных ресурсов и безопасной эксплуатации гидротехнических сооружений), климатологами и метеорологами (в изучении динамики водных масс, ледниковых и снежных покровов и прогнозов погоды), океанографами (в описании морских вод и льдов), строителями (в вопросах использования льда как строительного материала).

Сложность, многообразие и широкий круг таких задач потребовали использование системного геофизического подхода. В этой связи вода в различных ее фазовых состояниях оказалась объектом исследований **гидрофизики**.

Гидрофизика – раздел геофизики, изучающий физические процессы, протекающие в водной оболочке Земли (гидросфере).

Задачей гидрофизики является исследование следующих физических процессов: испарения в природных условиях, нагревания и охлаждения водоемов, образования, нарастания и исчезновения льда, формирования и таяния снежного покрова, возникновения и развития волн и течений. Кроме того, для понимания процессов, происходящих в гидросфере, необходимо знать свойства воды как физического тела.

Из общефизических вопросов гидрофизика изучает молекулярное строение воды во всех трёх её состояниях (жидком, твёрдом, газообразном); физические свойства воды, снега, льда и механические (упругость, вязкость и др.), акустические, тепловые (теплопроводность, теплоёмкость), электрические, радиа-

ционные, а также процессы, происходящие в водоёмах – динамические (течения, волны, приливы и отливы), термические (нагревание и охлаждение водоёмов, испарение и конденсация, образование и таяние льда и снега), распространение, поглощение и рассеивание света в толще воды, снега и льда.

Гидрофизика подразделяется на физику моря и физику вод суши. Предметом последней являются реки, озёра, водохранилища, подземные воды и водные объекты на материках применительно к задачам гидрологии суши, а также термические и динамические процессы изменения запасов влаги в речных бассейнах, в корнеобитаемом слое почвогрунтов и снежном покрове, ледниках и снежниках. В физике вод суши получили развитие вопросы турбулентного движения воды, перенос при этом наносов и взаимодействие потока и русла. Довольно широко разработана термика пресных водоёмов – закономерности образования и роста поверхностного и внутриводного льда, тепловой баланс водоёмов и снежного покрова и т.п. В физике моря изучаются процессы, происходящие в морях и океанах: динамика морских течений, приливных, поверхностных и внутренних волн, взаимодействие моря с атмосферой, акустика, оптика моря.

Научные проблемы гидрофизики неразрывно связаны с одной из физико-географических наук – гидрологией, изучающей природные воды, явления и процессы, в них протекающие.

Гидрофизика имеет большое хозяйственно-экономическое и экологическое значение. Особенно велика ее роль в гидротехническом строительстве и гидроэнергетике, сельском хозяйстве (в том числе в гидромелиорации). В настоящее время невозможно себе представить проектирование ни одного гидротехнического сооружения без использования методов, созданных и накопленных в этой науке. Так, современный расчетный прогноз ледового режима бьефов проектируемых гидроузлов основывается на тепловых расчетах. Установление возможного давления ледяного покрова на гидротехнические и транспортные сооружения, вызванного расширением льда при повышении температуры, нагревание и охлаждение водоемов, формирование и таяние ледяного и снежного покровов также производится методами гид-

рофизики. Без привлечения гидрофизики невозможно проектирование гидротехнических и других сооружений на вечной мерзлоте. Практическая деятельность в этой области знаний направлена на сохранение и улучшение экологических условий при гидроэнергетическом и водохозяйственном освоении регионов страны.

ГЛАВА 1. МОЛЕКУЛЯРНАЯ ФИЗИКА ВОДЫ

1.1. Общие сведения

Воды Земли пронизывают ее, начиная с самых больших высот стратосферы вплоть до огромных глубин земной коры, достигая мантии, и образуют непрерывную оболочку планеты – *гидросферу*, включающую в себя всю воду в жидком, твердом, газообразном, химически и биологически связанном состоянии.

Земной шар содержит около 16 млрд км³ воды, что составляет 0,25% массы всей нашей планеты. Из этого количества на долю гидросферы Земли (океаны, моря, озера, реки, ледники и подземные воды) приходится 1,386 млрд км³. Пресные поверхностные воды (озера и реки) составляют всего лишь 0,2 млн км³, а водяной пар атмосферы – 13 тыс. км³.

Общая масса распределенных по поверхности Земли снега и льда достигает примерно $(2,5-3,0) \cdot 10^{16}$ т, что составляет всего лишь 0,0004% массы всей нашей планеты. Однако такого количества достаточно, чтобы покрыть всю поверхность земного шара 53-метровым слоем. Вода встречается в природных условиях в трех состояниях: *твердом* – в виде льда и снега, *жидком* – в виде собственно воды, *газообразном* – в виде водяного пара. Эти состояния называют *агрегатными*, или же *фазами*. Переход воды из одной фазы в другую обусловлен изменением ее температуры и давления. На рисунке 1.1 приведена диаграмма агрегатных состояний воды в зависимости от температуры t и давления P . Из рисунка 1.1 видно, что в области *I* вода находится только в твердом виде, в области *II* – только в жидком, в области *III* – только в виде водяного пара. Точки линии *AC* означают состояние равновесия между твердой и жидкой фазами (плавление льда и кристаллизация воды); кривой *AB* – состояние равновесия между жидкой и газообразной фазами (испарение воды и конденсация пара); кривой *AD* – равновесие между твердой и газообразной фазами (сублимация водяного пара и возгонка льда).

Равновесие фаз на рисунке 1.1 вдоль кривых *AB*, *AC* и *AD* динамическое, т.е. вдоль этих кривых число вновь образующихся молекул одной фазы при постоянной температуре строго равно числу образующихся молекул другой фазы.

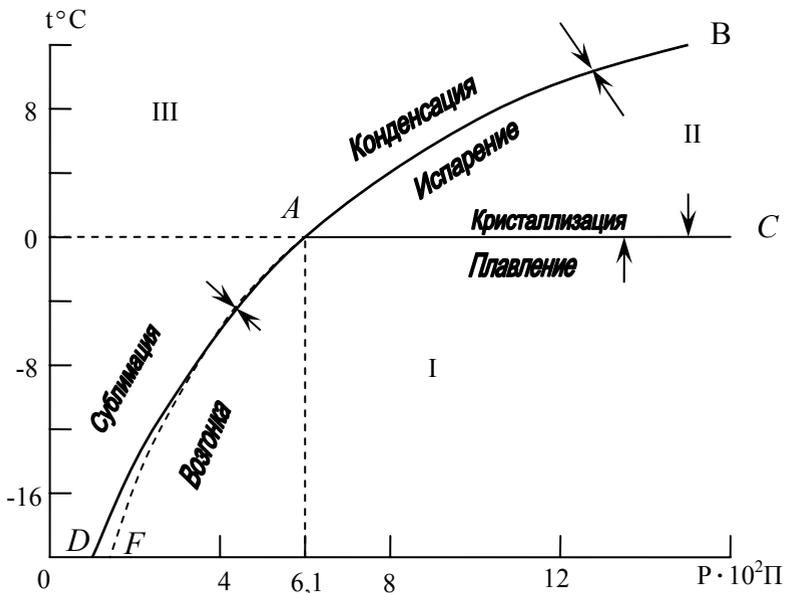


Рис. 1.1. Диаграмма агрегатных состояний воды в области тройной точки A:
I – лед; II – вода; III – водяной пар

Если постепенно охлаждать воду при определенном давлении, то в конечном счете придем к линии AC. То же самое произойдет, если постепенно нагревать лед. Итак, вода или лед будут иметь место в зависимости от параметров состояния, которые становятся одинаковыми для этих фаз в точках отрезка AC.

Все три зависимости агрегатного состояния – AC (температуры плавления льда от давления), AB (температуры кипения воды от давления), AD (давления пара твердой фазы от температуры) – пересекаются в одной точке A, называемой *тройной точкой*. Значения давления насыщающих паров и температуры в этой точке, соответственно, равны: $P = 610,6$ Па (или $6,1$ гПа = $= 4,58$ мм рт. ст.), $t = 0,01$ °C (или $T = 273,16$ К). Кроме тройной точки кривая AB проходит еще через две характерные точки – точку, соответствующую кипению воды при нормальном давлении воздуха с координатами $P = 1,013 \cdot 10^5$ Па и $t = 100$ °C и точку с

координатами $P = 2,211 \cdot 10^7$ Па и $t_{кр} = 374,2^\circ\text{C}$, определяющими критическую температуру, ниже которой водяной пар можно перевести в жидкое состояние путем сжатия.

Кривые AC , AB , AD , относящиеся к процессам перехода вещества из одной фазы в другую, описываются уравнением Клапейрона-Клаузиуса:

$$dP/dT = L/T(V_2 - V_1), \quad (1.1)$$

где T – абсолютная температура, равная для каждой кривой, соответственно, температуре испарения, плавления и сублимации;

L – удельная теплота, соответственно, испарения, плавления или сублимации;

$V_2 - V_1$ – разность удельных объемов, соответственно, при переходе от воды ко льду, от водяного пара к воде, от водяного пара ко льду.

Подробное решение этого уравнения относительно давления насыщенного водяного пара e_0 над поверхностью воды (кривая AB) и льда (кривая AD) можно найти в курсе общей метеорологии.

Известно, что природные воды суши при нормальном атмосферном давлении могут переохлаждаться, не кристаллизуясь (кривая AF) до некоторых отрицательных значений температуры, т.е. вода в жидком состоянии сохраняется при температуре ниже точки плавления льда. Переохлажденное состояние воды является состоянием метастабильным (неустойчивым), в котором начавшийся в какой-либо точке переход жидкой фазы в твердую продолжается непрерывно, пока не будет ликвидировано переохлаждение, или пока не превратится в твердое тело вся жидкость. Способность воды принимать температуру ниже точки плавления льда была обнаружена впервые Фаренгейтом еще в 1724 г.

Таким образом, ледяные кристаллы могут возникать только в переохлажденной воде. Переход переохлажденной воды в твердое состояние – лед происходит при наличии в ней центров (ядер) кристаллизации, в качестве которых могут выступать взвешенные частицы наносов, находящиеся в воде, кристаллики льда или снега, поступающие в воду из атмосферы, кристаллики

льда, образующиеся в переохлажденной воде в результате ее турбулентного поступательного движения, частицы других веществ, присутствующих в водной толще.

Итак, *переохлаждение воды* – термодинамическое состояние, при котором температура воды оказывается ниже температуры ее кристаллизации. Возникает это состояние в результате понижения температуры воды или же повышения температуры ее кристаллизации. Температура воды может быть понижена отводом тепла, что наиболее часто встречается в природе, или смешением ее с соленой, например, морской водой. Температура кристаллизации может быть повышена путем понижения давления.

В лабораторных условиях при большом давлении и интенсивном охлаждении дистиллированную воду можно переохлаждать до температуры порядка -30 , а капель -50°C . От глубины переохлаждения воды зависит и скорость ее кристаллизации. Таким образом, диаграмму агрегатных состояний воды – сплошная линия *AD* на рисунке 1.1 – следует рассматривать как относящуюся к очень малым тепловым нагрузкам, когда влияние времени на преобразование фазы мало. При больших тепловых нагрузках процесс фазовых преобразований будет происходить согласно штриховой кривой *AF*.

1.2. Строение молекулы воды

Вода представляет собой сложное вещество, основной структурной единицей которого является молекула H_2O , состоящая из двух атомов водорода и одного атома кислорода. Схем возможного взаимного расположения атомов H и O в молекуле H_2O за весь период ее изучения было предложено несколько десятков; общепризнанная в настоящее время схема приведена на рисунке 1.2.

Изучение молекулы воды с помощью спектрографических исследований позволило установить, что она имеет структуру как бы равнобедренного треугольника: в вершине этого треугольника расположен атом кислорода, а в основании его – два атома водорода. Угол при вершине составляет $104^{\circ}27'$, а длина

стороны – 0,096 нм. Эти параметры относятся к гипотетическому равновесному состоянию молекулы без ее колебаний и вращений.

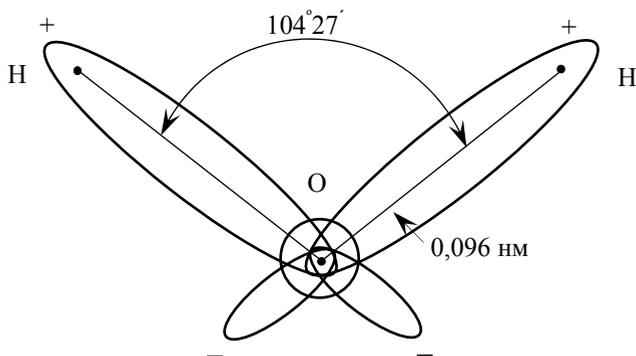


Рис. 1.2. Схема строения молекулы воды: геометрия молекулы и электронные орбиты

Относительная молекулярная масса H_2O зависит от относительной атомной массы ее составляющих и имеет различные значения, так как кислород и водород имеют изотопы. Кислород имеет шесть изотопов: ^{14}O , ^{15}O , ... ^{19}O , а водород – три: 1H (протий), 2H (дейтерий), 3H (тритий). Некоторые из изотопов радиоактивны, имеют короткое время полураспада и присутствуют в воде в незначительных количествах, другие же получены только искусственным путем и в природе не встречаются.

Таким образом, принимая во внимание изотопы кислорода и водорода, можно составить из них несколько видов молекулы H_2O с различными относительными молекулярными массами. Из них наиболее распространены молекулы $^1H_2^{16}O$ с относительными молекулярными массами 18 (обычная вода) и молекулы $^2H_2^{16}O$ с относительными молекулярными массами 20. Последние молекулы образуют так называемую тяжелую воду. Тяжелая вода по своим физическим свойствам значительно отличается от обыкновенной воды.

1.3. Структура воды в трех агрегатных состояниях

Под структурой жидкости понимают взаимное расположение атомов, молекул и ионов, обусловленное их химической природой и характером сил взаимодействия между ними. Количественные параметры структуры: координационные числа, межатомные расстояния, средние квадратичные смещения частиц из положения равновесия и расстояния, на которых исчезает корреляция, т.е. взаимосвязь в расположении частиц.

Структура жидкой воды была и остается предметом обширных исследований. До настоящего времени нет хорошо согласующейся с экспериментом модели этой структуры. Разработка структуры жидкой воды в значительной мере осложняется и отсутствием общей теории жидкого состояния.

Рассмотрим кратко две обобщенные гипотезы о структуре воды, получившие наибольшее признание, одна – в начальный период развития учения о структуре воды, другая – в настоящее время.

Согласно гипотезе, предложенной Уайтингом (1883 г.) и имеющей к настоящему времени различные интерпретации, основной строительной единицей водяного пара является молекула H_2O , называемая *гидролью*, или *моногидролью*. Основной строительной единицей воды является двойная молекула воды $(H_2O)_2$ – *дигидроль*; лед же состоит из тройных молекул $(H_2O)_3$ – *тригидроль*. На этих представлениях основана так называемая гидрольная теория структуры воды.

Водяной пар согласно этой теории состоит из собрания простейших молекул моногидроля и их ассоциаций, а также из незначительного количества молекул дигидроля.

Вода в жидком виде представляет собой смесь молекул моногидроля, дигидроля и тригидроля. Соотношение числа этих молекул в воде различно и зависит от температуры. Согласно этой гипотезе, соотношение количества молекул воды объясняет одну из основных ее аномалий – наибольшую плотность воды при $4^{\circ}C$.

В таблице 1.1 показан молекулярный состав льда, воды и водяного пара по различным литературным источникам.

Таблица 1.1

Молекулярный состав льда, воды и водяного пара, %

Молекула	Лед	Вода				Пар
	температура, °С					
	0	0	4	38	98	100
Моногидроль (H_2O) ₂	0	19	20	29	36	> 99,5
Дигидроль (H_2O) ₂	41	58	59	50	51	< 0,5
Тригидроль (H_2O) ₃	59	23	21	21	13	0

Так как молекула воды несимметрична, то центры тяжести положительных и отрицательных зарядов ее не совпадают. Молекулы имеют два полюса – положительный и отрицательный, создающие молекулярные силовые поля. Такие молекулы называют *полярными*, или *диполями*, а количественную характеристику полярности определяют *электрическим моментом диполя*, выражаемым произведением расстояния l между электрическими центрами положительных и отрицательных зарядов молекулы на заряд e в абсолютных электростатических единицах:

$$p = le.$$

Для воды дипольный момент очень высокий: $p = 6,13 \cdot 10^{-29}$ Кл·м. Полярностью молекул моногидроля объясняется образование дигидроля и тригидроля. Вместе с тем собственные скорости молекул возрастают с повышением температуры, поэтому имеет место постепенный распад тригидроля в дигидроль и далее в моногидроль, соответственно, при таянии льда, нагревании и кипении воды.

Другая гипотеза строения воды, разрабатывавшаяся в XX веке (модели О.Я. Самойлова, Дж. Попла, Г.Н. Зацепиной и др.), основана на представлении, что лед, вода и водяной пар состоят из молекул H_2O , объединенных в группы с помощью так называемых водородных связей (Бернал Дж. и Фаулер Р., 1933). Эти связи возникают в результате взаимодействия атомов водорода одной молекулы с атомом кислорода соседней молекулы (с сильно электроотрицательным моментом). Такая особенность водородного обмена в молекуле воды обуславливается тем, что, отдавая свой единственный электрон на образование ковалентной связи с кислородом (рис. 1.2), он остается в виде ядра, ли-

шенного электронного облачка. Поэтому атом водорода не испытывает отталкивания от электронного облачка кислорода соседней молекулы воды, а наоборот, притягивается ей и может вступить с ней во взаимодействие. Поэтому силы, образующие водородную связь, являются чисто электростатическими. Однако согласно методу молекулярных орбиталей водородная связь образуется за счет дисперсионных сил, ковалентной связи и электростатического взаимодействия.

Таким образом, в результате взаимодействия атомов водорода одной молекулы воды с отрицательными зарядами кислорода другой молекулы образуются четыре водородные связи для каждой молекулы воды. При этом молекулы, как правило, объединяются в группы – ассоциаты: каждая молекула оказывается окруженной четырьмя другими (рис. 1.3). Такая плотная упаковка молекул характерна для воды в замерзшем состоянии (лед) и приводит к открытой кристаллической структуре, принадлежащей к гексогональной симметрии. При этой структуре образуются «пустоты-каналы» между фиксированными молекулами, поэтому плотность льда меньше плотности воды.

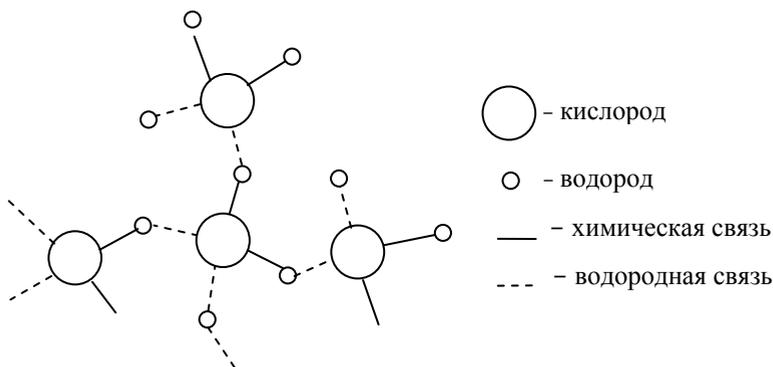


Рис. 1.3. Схема взаимодействия молекул воды

Повышение температуры льда до его плавления и выше приводит к разрыву водородных связей. При жидком состоянии воды достаточно даже обычных тепловых движений молекул, чтобы эти связи разрушить.

Считается, что при повышении температуры воды до 4°C упорядоченность расположения молекул по кристаллическому типу с характерной структурой для льда до некоторой степени сохраняется. Имеющиеся в этой структуре пустоты заполняются освободившимися молекулами воды. Вследствие этого плотность жидкости увеличивается до максимальной при температуре 3,98°C. Дальнейший рост температуры приводит к искажению и разрыву водородных связей, а следовательно, и разрушению групп молекул, вплоть до отдельных молекул, что характерно для пара.

1.4. Физические свойства и аномалии воды

1. Плотность воды. В физике плотность однородной сплошной среды определяется массой вещества этой среды в единице объема:

$$\rho = m/V. \quad (1.2)$$

Плотность воды, как и всякого другого вещества, является функцией температуры и давления:

$$\rho = f(t, P). \quad (1.3)$$

Обычно функция (1.3) определяется экспериментально и выражается в виде таблицы (табл. 1.2) или формулы.

Таблица 1.2

Зависимость плотности воды от температуры (при нормальном давлении)

t, °C	0	2	3,98	10	20	100
Плотность, кг/м ³	999,87	999,97	1000	990,73	998,23	958,38

Согласно молекулярно-кинетической теории строения вещества с повышением температуры возрастает скорость движения молекул, увеличивается объем тела, уменьшается его плотность. Поэтому с повышением температуры плотность жидкостей, как правило, уменьшается. Однако вода в интервале температур от 0 до 4°C ведет себя аномально. В этом интервале с повышением температуры плотность воды увеличивается, а при температуре выше 4°C – уменьшается. Температурная аномалия

плотности воды объясняется особенностью строения ее молекулы. При нагревании воды одновременно идут два противоположно направленных процесса: нормальное увеличение объема вследствие усиления теплового движения молекул и уменьшение объема при изменении кристаллической решетки за счет перемещения молекул в пустоты упаковки. При температуре выше 4°C интенсивнее идет процесс увеличения объема и, следовательно, уменьшения плотности воды за счет увеличения расстояния между ее молекулами.

Аномальным свойством является также своеобразное поведение плотности при фазовом изменении состояния воды. В момент образования льда плотность воды скачкообразно уменьшается примерно на 10%. Плотность дистиллированной воды при 0°C равна 999,87 кг/м³, плотность льда, образовавшегося из той же воды, при 0°C составляет 916,7 кг/м³. Благодаря этому свойству появление льда сопровождается не уменьшением объема, а его увеличением, плавление льда – не расширением, а сжатием. Причина аномалии заключается в особенностях структуры воды. При охлаждении воды кристаллическая решетка непрерывно деформируется, переходя от кварцевой (более плотной) к тридимитовой (более рыхлой). К моменту замерзания завершается полная перестройка молекул, что и приводит к увеличению объема.

Аномальное изменение плотности воды в интервале температур от 0 до 4°C и в момент замерзания играет колоссальное значение в природе и технике.

В практических расчетах значение плотности воды может быть принято постоянным: $\rho = 1000 \text{ кг/м}^3$. Более точное значение плотности учитывается тогда, когда изучаемый процесс зависит от разности плотностей $\Delta\rho$, например, свободная конвекция.

Плотность соленой воды превышает плотность дистиллированной воды и зависит от состава растворенных солей и общей солёности S . Общая солёность морской воды не превосходит 40‰, тогда как в соленых озерах она достигает 250-300‰.

2. Сжимаемость. Расстояния между молекулами в жидком и твердом состоянии отличаются мало, а в газах при нормальном давлении оно в десятки раз больше. В результате в жидкостях и твердых телах молекулы вещества плотно упакованы, поэтому они сжимаются слабее, нежели газы.

С ростом давления вещество сжимается не только на молекулярном, но и на атомном уровне, его электронная оболочка как бы уплотняется, что приводит к существенному изменению свойств. Примером могут служить различные модификации льда с совершенно необычными свойствами, возникающие при больших давлениях.

Сжимаемостью жидкости (воды) называется свойство уменьшения объема под влиянием повышения внешнего давления.

Сжимаемость характеризуется *коэффициентом сжимаемости* β , который равен отношению относительного изменения объема жидкости V к изменению давления P и определяется по формуле

$$\beta = -\frac{dV}{V} \frac{1}{dP} = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dP} \quad \text{или} \quad \beta = -\frac{\Delta V}{V} \frac{1}{\Delta P}, \quad (1.4)$$

где V – первоначальный объем;

dV – изменение объема, которое вызывается увеличением давления dP ;

ρ – плотность;

$d\rho$ – изменение плотности.

Знак «минус» показывает, что увеличению давления соответствует уменьшение объема. Единица сжимаемости в системе СИ – Па^{-1} ($\text{м}^2/\text{Н}$).

Знак «минус» показывает, что увеличению давления соответствует уменьшение объема.

Коэффициент сжимаемости воды уменьшается с увеличением температуры, минерализации и давления, под которым вода уже находилась при первоначальном объеме V . Последнее обстоятельство можно объяснить следующим образом: при низких давлениях между молекулами воды имеется еще относительно много свободного пространства, за счет которого в основном и происходит сжатие; при высоких давлениях свободное пространство использовано и дальнейшее сжатие происходит за счет уменьшения объема самих молекул.

Давление и температура – два основных параметра, определяющих состояние термодинамической системы. Изменение давления в изолированной системе влечет за собой изменение внутренней энергии тела и как следствие – изменение его тем-

пературы. Изменение температуры без теплообмена называется адиабатическим. Применительно к воде это означает, что при сжатии температура воды повышается, при расширении – понижается. Адиабатическое изменение температуры воды, поднятой с больших глубин, особенно морской, может быть довольно значительным. Например, если морскую воду, соленость которой составляет 34,85‰, а температура – 2,5°C, поднять с глубины 10000 м, то температура ее понизится до 1,13°C, т.е. вода охладится чуть ли не в два раза. Вода той же солености и температуры, поднятая с глубины 3000 м, охладится на 0,25°C.

3. Тепловое расширение. Вода, как и всякое вещество в природе, расширяется при повышении температуры и сжимается при ее понижении. Это расширение (сжатие) характеризуется *коэффициентом объемного расширения*, который равен отношению относительного изменения объема жидкости V к изменению температуры t и определяется по формуле

$$\beta_t = \frac{dV}{V} \frac{1}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} \quad \text{или} \quad \beta_t = \frac{\Delta V}{V_1} \frac{1}{\Delta t}, \quad (1.5)$$

откуда

$$V_2 = V_1 (1 + \beta_t \Delta t), \quad (1.6)$$

где $\Delta V = V_2 - V_1$ – изменение объема жидкости;

V_1 и V_2 – объемы жидкости, соответственно, при температуре t_1 и t_2 ;

$$\Delta t = t_2 - t_1.$$

β_t – коэффициент объемного расширения, единица измерения °C⁻¹.

Физический смысл коэффициента объемного расширения заключается в том, что он показывает, на какую долю изменяется объем воды при изменении температуры на 1°C.

Вода обладает особыми свойствами в отношении теплового расширения. В отличие от других жидкостей объем воды при нагревании от 0 до 4°C не увеличивается, а уменьшается и лишь при дальнейшем нагревании возрастает. Таким образом, при 4°C объем воды минимален, а плотность – максимальна.

При нагревании водоемов происходит расширение воды, а при охлаждении – сжатие, поэтому уровень воды при неизменной ее массе летом оказывается несколько выше, чем зимой.

4. Тепловые характеристики воды. Вода обладает поразительными аномальными термодинамическими свойствами – теплоемкостью, теплопроводностью, температуропроводностью, теплотой испарения и плавления. Тепловые аномалии воды имеют огромное климатообразующее значение, оказывают существенное влияние на термические и термодинамические процессы, протекающие на Земле.

Теплоемкость – это количество теплоты, поглощаемой телом при нагревании его на 1°С. Определяется она по формуле

$$C = dQ/dt \text{ или } C = Q/\Delta t, \quad (1.7)$$

где dQ – бесконечно малое количество теплоты, вызвавшее бесконечно малое повышение температуры dt ;

$\Delta t = t_2 - t_1$ – изменение температуры тела, происходящее в результате подвода к нему количества теплоты Q ;

t_1 и t_2 – температура тела до и после подвода к нему теплоты.

Характеристикой теплоемкости вещества принята удельная теплоемкость – отношение теплоемкости тела к его массе:

$$c = C/m \text{ или } c = Q/(m \Delta t). \quad (1.8)$$

Удельная теплоемкость воды – это количество теплоты, необходимое для нагревания 1 кг дистиллированной воды на 1°С в пределах 14,5-15,5°С (табл. 1.3). Удельная теплоемкость воды слабо зависит от температуры, поэтому в практических расчетах ее значение может быть принято постоянным и равным 4,2 кДж/(кг·°С).

Таблица 1.3

Удельная теплоемкость дистиллированной воды при нормальном давлении

$t, ^\circ\text{C}$	0	5	10	15	20	25	30
$c, \text{кДж/К}\cdot^\circ\text{C}$	4,23	4,21	4,20	4,19	4,19	4,18	4,18

Из таблицы следует, что удельная теплоемкость воды значительно уменьшается с повышением температуры. Этим свойством, а также довольно большим значением удельной теплоемкости вода отличается от всех других веществ, кроме ртути.

С увеличением минерализации воды теплоемкость ее уменьшается. Для морской воды при малой солености теплоемкость снижается примерно на 0,006 кДж/(кг·°С) на 1‰.

Переход воды из жидкого состояния в твердое (кристаллическое – лед) сопровождается выделением теплоты кристаллизации $Q_{кр.}$, а обратный ему процесс – таяние льда – поглощением теплоты плавления $Q_{пл.}$. Эта способность вещества определяется *удельной теплотой кристаллизации (плавления)*:

$$L_{кр.} = Q_{кр.}/m \text{ или } L_{пл.} = Q_{пл.}/m, \quad (1.9)$$

где m – масса затвердевающего (тающего) тела.

Удельная теплота кристаллизации воды $L_{кр.}$ – это количество теплоты, которое выделяется при кристаллизации 1 кг воды при постоянной температуре. Для дистиллированной воды она равна $33,3 \cdot 10^4$ Дж/кг.

Переход воды из жидкого состояния в газообразное (пар) сопровождается поглощением теплоты испарения $Q_{и.}$. Источником ее обычно служит внутренняя энергия самой жидкости, поэтому при испарении она охлаждается. Обратный испарению процесс – конденсация пара – сопровождается выделением теплоты $Q_{к.}$ равной теплоте испарения. Эта способность вещества определяется *удельной теплотой испарения (конденсации)*:

$$L_{и} = Q_{и.}/m \text{ или } L_{к} = Q_{к.}/m. \quad (1.10)$$

Итак, удельная теплота испарения воды – это количество теплоты, необходимое для перехода 1 кг воды в парообразное состояние при постоянной температуре. Она зависит от температуры, при которой испаряется вода. Эта зависимость определяется следующей эмпирической формулой:

$$L_{и} = (25 - 0,024t_{п}) 10^5, \quad (1.11)$$

где $25 \cdot 10^5$ Дж/кг – удельная теплота испарения при температуре поверхности воды, равной 0°C ;

$t_{п}$ – температура поверхности испаряющейся воды.

Теплопроводность. Теплопроводность – один из видов передачи тепла, при котором его перенос имеет атомно-молекулярный характер. Механизм теплопроводности в воде сводится к следующему: в слоях с повышенной температурой усиленные колебания молекул передаются смежным молекулам и таким образом энергия теплового движения постепенно передается от слоя к слою. Понятно, что такой механизм обеспечивает сравнительно малую величину теплопроводности. В естественных водоемах основной перенос тепла осуществляется механизмом турбулентного перемешивания и конвективным теплообменом.

Количество протекшего через слой воды тепла при установившемся тепловом потоке определяется выражением:

$$Q = -\lambda F \frac{T_2 - T_1}{Z} \tau, \quad (1.12)$$

где λ – коэффициент молекулярной теплопроводности;

F – поверхность слоя, м²;

T_1 и T_2 – установившиеся температуры верхней (нижней) и нижней (верхней) поверхности слоя;

Z – толщина слоя, м;

τ – время, в течение которого перемещалось тепло, с.

Знак «минус» свидетельствует о том, что тепловой поток течет в сторону убывания температуры.

Коэффициент теплопроводности λ численно равен количеству теплоты (в джоулях), проходящему за 1 с через слой площадью 1 м² и толщиной 1 м, если разность температур обеих поверхностей слоя равна 1 К. Его размерность в системе СИ – Вт/(м·К).

Температуропроводность. Скорость передачи температурных колебаний характеризуется коэффициентом температуропроводности a , представляющим собой отношение коэффициента теплопроводности λ к объемной теплоемкости

$$a = \frac{\lambda}{\rho C_p}, \quad (1.13)$$

где ρ – плотность;

C_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении.

ρC_p – объемная теплоемкость.

Размерность коэффициента a в системе СИ – м²/с.

Физический смысл *коэффициента температуропроводности* заключается в том, что он равен той температуре, которую получает единица объема в результате притока тепла, равного 1 К. Для льда и снега λ и a различаются существенно.

Коэффициент температуропроводности воды слабо зависит от температуры: при температуре, равной 0 и 10°C, а, соответственно, составляет $0,135 \cdot 10^{-6}$ и $0,140 \cdot 10^{-6}$ м²/с.

Отмеченные выше тепловые показатели воды аномальны по сравнению с аналогичными характеристиками других веществ.

Это обстоятельство обязано ее структуре, обусловленной водородными связями между молекулами, характеризующимися большей прочностью, чем межмолекулярные взаимодействия. Например, большая теплоемкость воды может быть объяснена только распадом ассоциированных молекул при нагревании. Так как распад этих молекул сопровождается поглощением энергии, то при нагревании воды теплота расходуется не только на повышение температуры, но и на распад ассоциированных молекул.

5. Вязкость. Вязкость есть физическое свойство вещества (жидкости, газа, твердого тела) оказывать сопротивление перемещению одной его части относительно другой. Вязкость является одним из главных свойств воды. Различают *объемную* и *тангенциальную вязкость*. Под объемной вязкостью понимают способность жидкости воспринимать растягивающие усилия. Этот вид вязкости воды проявляется, например, при распространении в ней звуковых и особенно ультразвуковых волн. Тангенциальная вязкость характеризует способность жидкости оказывать сопротивление сдвигающим усилиям.

Исследования показывают, что сопротивление жидкости растягивающим и сдвигающим усилиям проявляется лишь при различных скоростях движения одного слоя жидкости по другому, т.е. при возникновении угловых скоростей сдвига частиц. Со стороны слоя, движущегося быстрее, на слой, движущийся медленнее, действует ускоряющая сила. Наоборот, со стороны слоя, движущегося медленнее, на слой, движущийся быстрее, действует тормозящая, задерживающая сила. Эти силы, носящие название сил внутреннего трения, направлены по касательной к поверхности слоев.

По закону Ньютона, силы внутреннего трения пропорциональны градиенту скорости по нормали и площади, на которую они действуют.

$$F = -\mu \cdot S \cdot dv/dn.$$

Относя силу внутреннего трения к площади, равной единице, получаем касательное напряжение в жидкости. Оно определяется по формуле

$$\tau = \mu \, dv/dn, \tag{1.14}$$

где μ – динамический коэффициент вязкости (динамическая вязкость).

Динамическая вязкость определяет собой силу трения, приходящуюся на единицу поверхности при градиенте скорости, равном единице. Поэтому иногда его называют коэффициентом внутреннего трения. В реальной жидкости, в отличие от идеальной, $\mu \neq 0$.

Динамический коэффициент вязкости воды в сильной степени зависит от температуры и очень слабо – от давления. Значение этого коэффициента для пресной воды, полученное опытным путем при $t = 0^\circ\text{C}$, равно $1,793 \cdot 10^3$ Па·с. При расчете динамического коэффициента вязкости применяют эмпирическую формулу Пуазейля:

$$\mu = 0,000183 / (1 + 0,0337t + 0,000221t^2), \quad (1.15)$$

где t – температура воды.

Следует отметить, что во многие расчетные формулы входит отношение динамического коэффициента вязкости μ к плотности жидкости ρ , носящее название *кинематического коэффициента вязкости* (кинематическая вязкость):

$$\nu = \mu / \rho. \quad (1.16)$$

Кинематический коэффициент вязкости в системе СИ измеряется в $\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Размерность кинематической вязкости совпадает с размерностью коэффициентов температуропроводности и диффузии.

Значения коэффициентов вязкости существенно уменьшаются с повышением температуры.

Динамический коэффициент вязкости соленой воды незначительно отличается от коэффициента вязкости пресной воды. Например, при $t = 20^\circ\text{C}$ и $S = 25\%$ он равен $1,052 \cdot 10^{-3}$ Па·с, а для пресной воды – $1,003 \cdot 10^{-3}$ Па·с, т.е. около 5%.

6. Поверхностное натяжение. Поверхностное натяжение воды возникает на поверхности соприкосновения ее с воздухом, твердым телом или другой жидкостью. Оно обусловлено силами притяжения между молекулами. Внутри воды силы притяжения между молекулами взаимно компенсируются, а на молекулы, находящиеся вблизи поверхности, действует нескомпенсированная результирующая сила, направленная внутрь от ее поверхности. Поверхностное натяжение стремится уменьшить поверхность жидкости до минимума. Поэтому капли жидкости

имеют сферическую форму, а в невесомости – форму шариков (поверхность сферы является наименьшей из всех геометрических фигур, равных со сферой объема).

Сила поверхностного натяжения F действует на свободной поверхности жидкости, направлена по касательной к поверхности и нормально к границе свободной поверхности. Она определяется по формуле

$$F = \sigma l, \quad (1.17)$$

где l – длина контура поверхности жидкости;

σ – коэффициент поверхностного натяжения (поверхностное натяжение), Н/м.

Коэффициент поверхностного натяжения зависит не только от природы жидкости и ее температуры, но и от природы и состояния той среды, с которой соприкасается данная жидкость. В пределах от 5-35°C он может быть вычислен по формуле

$$\sigma = (75,64 - 0,15t) \cdot 10^3. \quad (1.18)$$

Коэффициент поверхностного натяжения соленой воды незначительно отличается от коэффициента поверхностного натяжения пресной воды.

Поверхностное натяжение влияет на испарение, волнение, влажность снежного покрова, условия обмерзания сооружений и другие гидроледотермические явления.

7. Смачивание. При соприкосновении твердого тела с водой смачивание наблюдается в том случае, когда взаимодействие между их молекулами сильнее взаимодействия между молекулами самой воды. В этом случае вода будет стремиться увеличить поверхность соприкосновения и растечется по твердому телу. Когда же взаимодействие между молекулами твердого тела и соприкасающейся с ним воды более слабое, чем между молекулами самой воды, то последняя будет стремиться сократить поверхность соприкосновения с твердым телом. По отношению к твердым телам вода обладает свойством полного или частичного смачивания и полного несмачивания.

Явление смачивания имеет большое значение при изучении передвижения влаги по капиллярам в почвогрунтах и в снеге. Поверхность смачивающей жидкости, находящейся в узких капиллярах, принимает вогнутую форму (рис. 1.4). При вогнутом

мениске давление жидкости (воды) под ним будет меньше атмосферного на уровне горизонта подземных вод P_a на величину

$$\Delta P = 2\sigma/r, \quad (1.19)$$

где r – радиус кривизны мениска (обычно принимается равным радиусу капилляра).

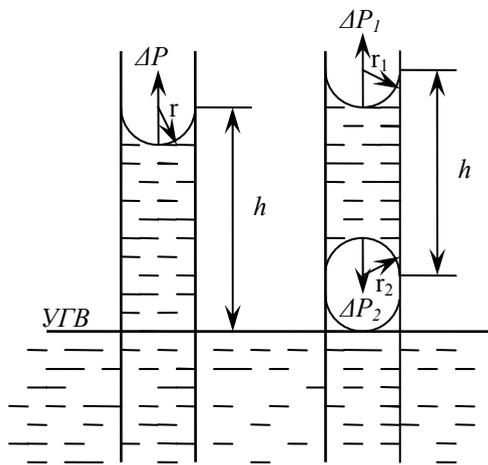


Рис. 1.4. Схема увлажнения капилляров водой без отрыва от грунтовых вод (слева) и с отрывом от грунтовых вод (справа)

Поэтому в капиллярах почвогрунтов вода поднимается на высоту h , при которой вес ее столба уравнивает отрицательное дополнительное давление, обусловленное кривизной мениска:

$$\Delta P = \rho gh, \quad (1.20)$$

где ρ – плотность воды;

g – ускорение свободного падения.

Приравняв (1.19) и (1.20), получим

$$h = 2\sigma/(\rho gr). \quad (1.21)$$

Таким образом, высота поднятия воды в капилляре тем больше, чем меньше его радиус.

В почвогрунтах часто наблюдаются случаи, когда капиллярная влага при понижении уровня грунтовых вод отрывается и находится в подвешенном состоянии (подвешенная влага) (рис. 1.4, правый капилляр).

В этом случае формула (1.19) примет вид

$$\Delta P = -\Delta P_1 + \Delta P_2 = 2\sigma (1/r_2 - 1/r_1), \quad (1.22)$$

где r_1 и r_2 – радиусы кривизны вогнутого и выпуклого менисков.

8. Электрические свойства воды. Удельное электрическое сопротивление воды ρ , существенно зависит от температуры (табл. 1.4). Минерализация воды резко понижает ее удельное электрическое сопротивление. Так, у пресной воды оно составляет $2,6 \cdot 10^4$ Ом·м, а у морской – порядка 0,3 Ом·м (для сравнения: бумага – 10^{15} , медь – $2 \cdot 10^{-8}$ Ом·м), т.е. чистая вода является плохим проводником электричества. Электрическая проводимость воды может служить показателем загрязнения всего водоема или его части.

Таблица 1.4

**Удельное электрическое сопротивление
дистиллированной воды**

$t^{\circ}\text{C}$	0	10	15	18	25	35	40	50
$\rho, \cdot 10^{-10} \text{ Ом} \cdot \text{м}$	1,19	2,31	3,14	3,75	5,51	9,14	11,5	17,1

Вода является хорошим растворителем. Характеристикой жидкости как растворителя является дипольный момент. У воды он весьма высокий ($6,13 \cdot 10^{-29}$ Кл·м), что обуславливает ее растворяющие свойства. Однако для сравнения способности одних веществ растворять в себе другие более удобной, чем дипольный момент, оказалась *диэлектрическая проницаемость*.

Диэлектрическая проницаемость ϵ показывает, во сколько раз напряженность поля с данным веществом ниже, чем в вакууме. Диэлектрическая проницаемость воды при 20°C $\epsilon = 81$.

Способность воды растворять соли возрастает с повышением температуры и понижается с ее уменьшением. Этим обстоятельством объясняется выпадение солей из воды сильно минерализованных озер осенью и в зимний период.

9. Тяжелая вода. В природных водах суши тяжелая вода встречается в очень слабой концентрации, порядка 1:7000 и добывается в промышленных установках. Большую роль тяжелая вода играет в ядерной энергетике. В ее состав входит тяжелый изотоп водорода ^2H , называемый дейтерием. Обозначают его буквой D, поэтому химическая формула тяжелой воды имеет вид D_2O .

Температура замерзания тяжелой воды – $3,82^{\circ}\text{C}$; температура кипения – $101,42^{\circ}\text{C}$. Наибольшая плотность тяжелой воды наблюдается при температуре $11,6^{\circ}\text{C}$. Плотность тяжелой воды при 20°C равна $1,1056 \text{ г/см}^3$, тогда как плотность обычной воды при этой температуре равна $0,9982 \text{ г/см}^3$, т.е. различие составляет $10,1\%$. Наибольшая плотность тяжелой воды превышает плотность дистиллированной на 11% и составляет $1,110 \text{ г/см}^3$.

Вязкость тяжелой воды μ' больше вязкости обыкновенной воды μ . Отношение μ'/μ в пределах $5-35^{\circ}\text{C}$ уменьшается от $1,3$ до $1,2$. При одинаковых условиях (нормальном давлении и 20°C) поверхностное натяжение у тяжелой воды меньше, чем у обыкновенной воды, и равно $67,8 \cdot 10^{-3}$ против $72,8 \cdot 10^{-3} \text{ Н/м}$.

10. Основные аномалии воды. Вода обладает рядом специфических свойств по сравнению с другими жидкостями. Эти свойства, известные под названием аномалии воды, определяются строением ее молекул и характером молекулярного взаимодействия.

Приведем главнейшие из этих аномалий.

- Плотность дистиллированной воды при увеличении температуры от 0 до 100°C имеет максимум (при температуре 4°C), в то время как у других жидкостей она постоянно уменьшается. В соответствии с плотностью при температуре от 0 до 4°C объем воды уменьшается, а затем, при повышении температуры, увеличивается.

- При замерзании вода расширяется, а не сжимается, как все другие жидкости. Плотность льда при 0°C примерно на 10% меньше плотности воды при этой температуре.

- Температура замерзания воды с увеличением давления понижается, а не повышается, как следовало бы ожидать. Этой аномалией можно объяснить существование жидкой воды на больших глубинах в морях при температуре, значительно ниже 0°C .

- Температура замерзания (0°C) и кипения (100°C) дистиллированной воды аномальна по сравнению с температурой гидридов, входящих в одну группу с кислородом периодической системы Д. И. Менделеева: серы – H_2S , селена – H_2Se , теллура – H_2Te . В соответствии с температурой замерзания и кипения этих гидридов следовало бы ожидать замерзание воды при температуре -90°C , а кипение – при температуре 70°C .

- Вода способна к значительному переохлаждению, т.е. может оставаться в жидком состоянии при температуре значительно ниже температуры плавления льда.

- Удельная теплоемкость воды в 5-10 раз больше удельной теплоемкости других природных веществ. Лишь у немногих веществ (литий, древесина) она несколько приближается к удельной теплоемкости воды. Благодаря высокой теплоемкости вода является наилучшим энергоносителем на нашей планете.

- Удельная теплоемкость воды уменьшается при повышении температуры, тогда как у других веществ (кроме ртути) она увеличивается. При этом уменьшение удельной теплоемкости воды происходит при температуре от 0 до 37°C, а затем она увеличивается (у ртути она непрерывно уменьшается).

- Удельная теплота плавления льда необыкновенно высокая и в среднем равна $333 \cdot 10^3$ Дж/кг. Вода и лед при 0°C различаются между собой по содержанию скрытой энергии на $333 \cdot 10^8$ Дж. С понижением температуры удельная теплота плавления не увеличивается, а уменьшается примерно на 2,1 Дж на 1°C.

- Вязкость воды с ростом давления уменьшается, а не увеличивается, как следовало бы ожидать по аналогии с другими жидкостями.

- Диэлектрическая проницаемость ϵ у воды чрезвычайно велика и равна 81 (у льда при $t = 5^\circ\text{C}$ $\epsilon_l = 73$), тогда как у большинства других веществ она составляет 2-8 и лишь у некоторых достигает 27-35 (спирты). Вследствие этого вода обладает большей растворяющей и диссоциирующей способностью, чем другие жидкости.

- Коэффициент преломления света водой $n = 1,333$ для длины волны $\lambda = 580$ нм и при $t = 20^\circ\text{C}$, вместо требуемого теорией значения $n = \sqrt{\epsilon} = \sqrt{81} = 9$.

- Удельная теплоемкость водяного пара до температуры $t = 500^\circ\text{C}$ отрицательна, т.е. пар при сжатии остается прозрачным, а при разрежении превращается в туман (сгущается).

- Удельная теплота парообразования воды при понижении температуры увеличивается, достигая при 0°C очень высокого значения ($25,0 \cdot 10^5$ Дж/кг).

- Вода обладает самым высоким поверхностным натяжением среди жидкостей (0,0727 Н/м при 20°C), за исключением ртути (0,465 Н/м).

1.5. Водяной пар в атмосфере

Из физических свойств водяного пара будет рассмотрено в основном давление насыщенного водяного пара над плоской поверхностью воды ($t_{\text{в}} > 0^{\circ}\text{C}$), над льдом и над переохлажденной водой ($t_{\text{в}} < 0^{\circ}\text{C}$). Эта величина входит во многие расчетные формулы гидрофизики.

Парциальное давление водяного пара в воздухе выражается в паскалях (Па) или в миллиметрах ртутного столба (внесистемная единица). Давление насыщенного водяного пара – давление водяного пара, находящегося при данной температуре (равной температуре влажного воздуха) в равновесии с плоской поверхностью воды или льда. Парциальное давление водяного пара в очень сильной степени зависит от температуры подстилающей поверхности.

Давление насыщенного водяного пара e_0 определяют эмпирически или расчетным способом по формулам, полученным из уравнения Клапейрона-Клаузиуса (1.1). Если рассматривать кривую равновесия фазового превращения водяной пар – вода (кривая AB на рис. 1.1), то в уравнении (1.1) можно принять $V_1 \ll V_2$. Тогда оно с учетом уравнения состояния пара

$$e_0 V = R_{\text{п}} T \quad (1.23)$$

примет вид

$$\frac{de_0}{e_0} = \frac{L_{\text{п}}}{R_{\text{п}}} \frac{dT}{T^2}, \quad (1.24)$$

где $L_{\text{п}}$ – удельная теплота парообразования;

$R_{\text{п}}$ – удельная газовая постоянная водяного пара;

T – абсолютная температура воздуха.

Уравнение (1.24) после подстановки постоянных и некоторых преобразований приводится к расчетному виду:

$$e_0 = e'_0 \cdot 10^{\frac{8,61503t}{273,15+t}}, \quad (1.25)$$

где t – температура водяного пара, равная температуре воздуха;

e'_0 – давление насыщенного водяного пара при $t = 0^{\circ}\text{C}$, ГПа.

Уравнение (1.25) служит также для определения давления насыщенного водяного пара над переохлажденной водой.

Это давление насыщенного водяного пара над водным раствором зависит также от минерализации воды и уменьшается с увеличением концентрации солей согласно закону Рауля:

$$e_{0_p} / e_0 = N / (N + n), \quad (1.26)$$

где e_0 – давление насыщенного водяного пара над плоской поверхностью дистиллированной воды;

N и n – соответственно, число молекул воды и растворенных солей;

$N/(N + n)$ – концентрация раствора.

Водяной пар легче воздуха. Например, плотность насыщенного пара при нормальном атмосферном давлении и температуре 0°C составляет $0,00493 \text{ кг/м}^3$, а воздуха – $1,293 \text{ кг/м}^3$. Удельные теплоемкости пара и воздуха при тех же условиях, соответственно, равны $2,010$ и $1,005 \text{ кДж/(кг}\cdot^\circ\text{C)}$.

1.6. Лед и его физические свойства

1. Общие сведения. В пресных водоемах льды делят на речные и озерные, а по условиям их образования – на водные, снежные, шуговые и наледные.

Водный (кристаллический) лед образован замерзанием чистой воды (без примеси иных ранее образовавшихся видов льда) при понижении температуры поверхностного слоя до точки замерзания. Он преимущественно прозрачный, состоит из столбчатых кристаллов разной толщины, оси которых направлены перпендикулярно к замерзающей поверхности. Это кристаллический лед с выраженной первичной структурой. Верхние слои водного льда под влиянием осеннего ледохода, ветра и течения воды могут иметь неправильное мелкокристаллическое строение.

Снежный (снеговой) лед образуется промерзанием талого снега на поверхности воды при густом снегопаде или же талого снега на льду, пересыщенного водой. Пересыщение снега водой происходит при его таянии или просачивании воды через трещины в ледяном покрове. Снежный лед имеет зернистую структуру, непрозрачен, содержит большое количество воздушных пузырей.

Шуговый лед возникает при замерзании воды, содержащей шуговые образования. Он образуется непосредственно на поверхности воды в период движения шуги или же путем примерзания последней к нижней поверхности водного или снегового льда при наличии зазора. Шуговый лед содержит обычно много пузырьков воздуха, а также включения взвешенных наносов и грунта, поэтому он менее прозрачен, чем водный, и имеет неправильную структуру.

Наледный лед образуется за счет послойного намораживания воды, поступающей на поверхность ледяного покрова. Наледный лед имеет слоистую структуру с толщиной слоев до нескольких сантиметров, характерен для водотоков в районах с суровым климатом и по оптическим свойствам занимает промежуточное положение между снеговым и водным льдом.

В зарубежной литературе встречаются термины «черный лед» и «белый лед». Черный – это лед, образовавшийся при замерзании воды при небольшом количестве рассеивающих включений; такой лед имеет темный цвет. Белый лед образуется при смерзании шуги или снега с большим количеством включений воздуха, характеризуется мелкокристаллической структурой; вследствие рассеяния света такой лед имеет белый цвет.

В естественных условиях почти всегда встречается лед *смешанного строения (слоистый лед)*. Верхние слои обычно формируются из снежного льда, нижние и средние – из водного льда с включением шугового льда. Соотношение водного и других видов льда меняется в ледяном покрове в зависимости от сочетания гидрометеорологических условий осенне-зимнего периода, термического режима водных масс и гидравлических свойств потока. Поэтому вторичные формы пресноводного льда могут быть *водно-снеговыми, водно-шуговыми, снежно-шуговыми*.

На реках в районах с суровым климатом, а также на крупных озерах и водохранилищах большая часть толщи ледяного покрова формируется из водного льда. На отдельных участках рек возможно образование наледного льда.

В пресноводных водоемах и водотоках наблюдаются также некоторые другие ледовые образования, например, *битый лед* – это льдины неправильной формы и различной крупности (табл. 1.5), образующиеся при разломе заберегов или ледяных полей. Скоп-

ление льдин, возникших в связи с разрушением ледяного покрова в период ледохода, сопровождающееся уменьшением живого сечения водного потока, представляет собой *затор* льда.

Таблица 1.5

Тип битого льда	Размеры, м
Крупнобитый лед	20-100
Мелкобитый лед	2-20
Куски битого льда	0,5-2,0
Измельченный лед (ледяная каша)	< 0,5

В защищенных от ветра местах у берегов водоемов и водотоков образуются *забереги* – полосы льда, окаймляющие берега рек, каналов, озер и водохранилищ при незамерзшей остальной части водного пространства. Различают первичные забереги, образующиеся у берегов; наносные забереги, возникающие в результате примерзания льда и шуги во время ледохода; остаточные забереги, остающиеся у берегов весной при таянии льда. На озерах и водохранилищах они могут нарастать также за счет льдин, пригнанных к берегу ветром. При сильных ветрах (на водоемах) или течениях (на водотоках) они взламываются и нагромождаются на берега в виде *торосов* (льда *торошения*).

Образование внутриводного льда возможно только при открытой водной поверхности; оно особенно активно происходит в условиях интенсивного перемешивания воды.

М. Матошек предложил наиболее полное объяснение причин возникновения внутриводного льда и «сала», в соответствии с которым при охлаждении воды до $-0,15^{\circ}\text{C}$ на поверхности водоема возникают зародышевые кристаллы (начальные формы ледяных образований) в виде игл или пластинок. Если течение способно увлечь эти кристаллы в водную толщу, образуется внутриводный лед; если оно не обладает такой способностью, зародышевые кристаллы остаются на поверхности воды, образуя пятна или тонкий сплошной слой серовато-свинцового цвета, внешне напоминающие вылитый на воду жир. Поэтому такой лед называют *салом*. Сало и забереги образуются, как правило, если при положительной температуре воды наступает резкое похолодание. При ветрах сало разрушается, при тихой пого-

де из него образуются небольшие льдины, которые, развиваясь, переходят на озерах и водохранилищах в формы *блинчатого льда*. Отдельные куски блинчатого льда достигают на водоемах 10-50 см в диаметре. Такой лед с шугой образует более крупные ледяные поля, дрейфующие под воздействием ветра.

Условия возникновения внутриводного льда определяются М. Матоушекком следующим образом:

- температура воды $t_e < 0^\circ\text{C}$;
- температура поверхности воды $t_{\text{нов.}} < -0,15^\circ\text{C}$;
- скорость течения $v > 0,066[(0,7 \cdot C + 6)C]^{0,305} \cdot R^{0,5}$, где C – коэффициент Шези, R – гидравлический радиус.

Таким образом, для образования внутриводного льда вода должна непременно иметь температуру ниже температуры заморзания (кристаллизации), то есть быть переохлажденной, а температура льда должна быть равна температуре кристаллизации (Пехович А.И., 1980).

Внутриводный лед обычно представляет собой скопление мелких, тонких пластинчатых ледяных кристаллов дисковой или дендритной формы, несколько схожих со снежинками и находяющихся в толще воды (*взвешенный внутриводный лед*) или на дне водоемов (рек, озер, водохранилищ, морей) в виде *донного льда*, который обычно образуется ночью в безоблачную погоду. В результате сцепления взвешенных кристаллов льда возникают различные ледовые образования (начальные формы *шуги*), имеющие вид губчатых тел с хаотичным взаимным расположением кристаллов и с порами, наполненными водой. На переохлажденных предметах и конструкциях в водной толще водоемов и водотоков ледовые кристаллики могут образовывать непрозрачный *прикрепленный лед* губчатой структуры. При сильном снегопаде на акватории водоема (водотока) может образовываться снежная каша (*снежура*), которая после промерзания образует также один из слоев ледяного покрова.

Сформировавшийся на реках внутриводный лед образует ледяной покров за счет смерзания либо уносится под ледяной покров, где он имеет возможность продолжить свой рост до шуговых форм или отложиться под ледяным покровом в виде *зажоров* шуги.

Строение ледяного покрова (по толщине) рекомендуется определять по данным кристаллографического исследования, а при их отсутствии допускается принимать ледяной покров открытых озер, водохранилищ и крупных рек, состоящий из зернистого (снежного или шугового) и призматического (водного, столбчатого) льдов.

2. Физико-механические и теплофизические свойства льда и шуги.

Лед как физическое тело обладает замечательной способностью существенно изменять свои упруго-пластические свойства и структуру даже при незначительных колебаниях температуры и давления.

Плотность льда, образовавшегося при кристаллизации пресной воды при 0°C и нормальном давлении, составляет в среднем 917 кг/м³. Следовательно, плотность пресноводного льда меньше плотности воды. Плотность льда зависит от его структуры, температуры и в большей степени от его пористости (во льду рек и водоемов почти всегда наблюдаются пузырьки воздуха).

С понижением температуры плотность льда увеличивается, а объем уменьшается. В зависимости от температуры плотность и удельный объем льда можно рассчитать по формулам Вейнберга:

$$\rho = 917 (1 - 0,000158t)(1 - n); \quad (1.27)$$

$$V = 1090 (1 + 0,000158t), \quad (1.28)$$

где n – пористость льда.

Плотность льда, образовавшегося в результате замерзания соленой воды (морской или озерной), зависит не только от его температуры и количества воздушных пузырьков в нем, но еще и от содержания солей в прослойках между кристаллами льда и от количества в этих прослойках рассола. И то и другое зависит от быстроты замерзания и от возраста льда. Старый морской лед имеет иное распределение солености по глубине, чем молодой. В морском льду рассол стекает вниз по неизбежным во льду трещинам, вследствие чего соленость его непрерывно изменяется во времени. Соленость льда всегда меньше солености воды, из которой он образовался.

Плотность морского льда увеличивается по мере повышения солености воды и уменьшается с ростом содержания воздушных пузырьков.

Зависимость плотности льда от давления характеризуется *коэффициентом сжимаемости* β . Например, при изменении давления в интервале $(1-5) \cdot 10^7$ Па при $t = -7^\circ\text{C}$, $\beta = 1,2 \cdot 10^{-10}$ 1/Па.

Коэффициент объемного расширения (сжатия) льда β_t можно принять с достаточно высокой точностью постоянным и равным $0,158 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. *Коэффициент линейного расширения (сжатия)*, соответственно, равен $a_t = \beta_t/3 = 0,053 \cdot 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$.

Лед течет при напряжениях в ледяном покрове, превышающих $5 \cdot 10^4$ Па. Характеристикой его текучести является *коэффициент вязкости* μ . Этот коэффициент определяется в зависимости от температуры льда по формулам:

при $t \geq -20^\circ\text{C}$

$$\mu = (11,6 - 0,978t + 0,293t^2) 10^{11}, \quad (1.29)$$

при $t < -20^\circ\text{C}$

$$\mu = (11,6 - 6,54t) 10^{11}, \quad (1.30)$$

где t – средняя температура слоя льда.

Коэффициент μ также сильно зависит от структуры льда, характера нагрузки и продолжительности ее приложения.

Плавление льда при постоянном внешнем давлении протекает при определенной температуре, называемой *температурой плавления* – $t_{\text{пл}}$.

Плавление льда при атмосферном давлении происходит при температуре $0,01^\circ\text{C}$ (в практических расчетах принимают 0°C). Количество теплоты, которое необходимо сообщить 1 кг льда, находящемуся при температуре плавления, для превращения его в воду, называют *удельной теплотой плавления* $L_{\text{пл}}$. Удельная теплота плавления пресноводного льда при нормальных условиях равна удельной теплоте кристаллизации воды $33,3 \cdot 10^4$ Дж/кг.

Удельная теплота сублимации (возгонки) льда (рис. 1.5) равна сумме удельной теплоты плавления льда и удельной теплоты испарения воды; при 0°C она равна $L_{\text{воз}} = 33,3 \cdot 10^4 + 250 \cdot 10^4 = 283,3 \cdot 10^4$ Дж/кг.

Коэффициент теплопроводности льда λ принимают в среднем равным $2,24$ Вт/(м \cdot °C). С повышением температуры λ уменьшается незначительно и линейно.

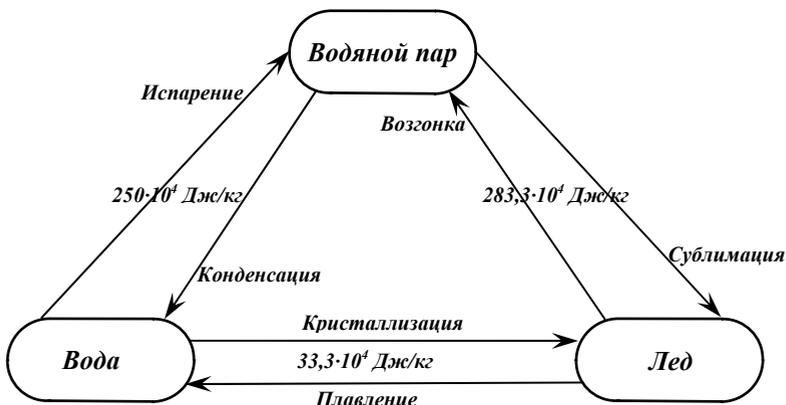


Рис. 1.5. Схема изменения агрегатного состояния воды

Удельную теплоемкость льда вычисляют по формуле Б.П. Вейнберга:

$$c = 2,12 (1 + 0,0037t). \quad (1.31)$$

Учитывая, что при $t = 0^\circ\text{C}$ плотность льда $\rho = 917 \text{ кг/м}^3$, а удельная теплоемкость его $c = 2,12 \text{ кДж/(кг}\cdot^\circ\text{C)}$, получаем коэффициент температуропроводности льда при нормальных условиях $a = \lambda/(c\rho) = 2,24/(2,12\cdot 917) = 4,1\cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{ч}$.

С понижением температуры коэффициент a существенно повышается, так как при этом не только увеличивается λ , но и уменьшается c :

$$a = 4,1(1 - 0,0063t) 10^{-3}. \quad (1.32)$$

Удельная теплота плавления (кристаллизации) морского льда в сильной степени зависит от его солености.

Удельная теплоемкость морского льда несколько больше удельной теплоемкости пресноводного льда.

Модуль упругости льда E при сжатии, растяжении и изгибе зависит от температуры и структуры льда и изменяется в очень широких пределах: от $0,12\cdot 10^{10}$ до $1\cdot 10^{10} \text{ Па}$ [16, 19]. При сжатии его принимают в среднем равным $0,9\cdot 10^{10} \text{ Па}$. Модуль упругости линейно уменьшается с повышением температуры.

Модуль сдвига льда G , так же как и модуль упругости E , зависит от температуры и структуры льда, но изменяется он в малом диапазоне. В среднем его можно принять равным $3\cdot 10^9 \text{ Па}$.

Коэффициент Пуассона льда ν_l находится в пределах 0,34-0,37 и практически не зависит от температуры.

Значения предела прочности льда, так называемое *временное сопротивление льда*, в различных условиях его напряженного состояния и при температуре, близкой к 0°C , по данным К.Н. Коржавина, приведены в таблице 1.6. С понижением температуры прочность льда увеличивается, а с повышением солености – уменьшается.

Таким образом, предел упругих деформаций у льда невысок ($\sigma = 3 \cdot 10^9 \text{Па}$); этим определяется во многих случаях то, что лед ведет себя как пластическое тело.

Таблица 1.6

Значения предела прочности льда, Па

Характер деформации	Ориентировка усилия	Обозначение	Реки Севера и Сибири	Реки европейской части России
Сжатие	Перпендикулярно	$R_{сж}$	(45-65) 10^4	(25-40) 10^4
Местное смятие	Перпендикулярно	$R_{см}$	(110-150) 10^4	(55-80) 10^4
Растяжение	Параллельно	R_p	(70-90) 10^4	(30-40) 10^4
Срез	Параллельно	$R_{ср}$	(40-60) 10^4	(20-30) 10^4
Изгиб	Параллельно	$R_{из}$	(45-65) 10^4	(25-40) 10^4

Электрическая проводимость пресноводного льда весьма мала и во много раз меньше электрической проводимости воды, особенно если вода хотя бы немного минерализована. Например, удельное электрическое сопротивление пресноводного льда при частоте колебаний электромагнитных волн $f = 50 \text{Гц}$ и температуре 0°C равно $3,67 \cdot 10^7 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, а при -20°C равно $1,9 \cdot 10^7 \text{ Ом}\cdot\text{м}$, тогда как дистиллированная вода, из которой был получен этот лед, имела сопротивление порядка $10^6 \text{ Ом}\cdot\text{м}$.

Диэлектрическая постоянная (проницаемость) льда ϵ зависит от его температуры и частоты электромагнитных волн. При этом ϵ увеличивается с понижением температуры; с увеличением частоты волн ϵ уменьшается, достигая при $f > 10^8 \text{ Гц}$ постоянного значения ($\epsilon = 3,15$), не зависящего от температуры.

Характеристики радиационных и оптических свойств льда и воды довольно близки между собой. Поглощение лучистой энергии Солнца чистым льдом и водой почти одинаково.

Коэффициент преломления льда n равен 1,31, т.е. мало отличается от коэффициента преломления воды.

Адгезия льда (примерзание к поверхности твердого тела) к различным материалам зависит от их физических свойств, шероховатости и температуры поверхности тел. С повышением шероховатости и с понижением температуры адгезия увеличивается. Характеристикой адгезии является работа, которую необходимо совершить, чтобы сдвигом нарушить связь между льдом и телом на единице площади примерзания.

1.7. Физические свойства снега и снежного покрова

1. Общие сведения. Снег – это твердые кристаллические осадки, выпадающие из облаков при отрицательной температуре воздуха. Частички снега – снежинки – имеют разнообразную форму: шестиугольные пластинки и шестилучевые звездочки с разветвлениями, шестигранные призмы, иголки, а также комплексы столбиков, получившие название «ежи». Иногда снег выпадает в виде снежной крупы (округлых или конических ядер), мелких снежных зерен, ледяных игл. Диаметр маленькой снежинки измеряется десятками долями миллиметра, но некоторые достигают 1 см.

Форма и размер снежинок зависят от условий их образования и роста, прежде всего, от температуры и степени насыщения водяным паром окружающей среды.

Снежным покровом называют слой снега, лежащий на поверхности земли и образовавшийся при снегопадах. Состав снежного покрова весьма разнообразен, он имеет слоистое строение, обусловленное целым рядом причин: перемежающимися снегопадами, собственной массой снежинок, возгонкой и сублимацией снежных кристаллов, воздействием атмосферных факторов (солнечной радиации, ветра, других атмосферных осадков и пр.).

Таким образом, снежный покров не является стабильным; его мощность и все физико-механические свойства непрерывно изменяются.

Сухой снежный покров представляет собой двухфазную, а мокрый – трехфазную систему, состоящую из кристаллов льда, воды и воздуха, содержащего водяной пар. Группы, виды и разновидности снежного покрова представлены в таблице 1.7. Свежевыпавший снег частично сохраняет первичную структуру снежных кристаллов и состоит из снежинок, которые ложатся друг на друга в разных плоскостях. Свежевыпавший сухой снег дополнительно подразделяется на пушистый, игольчатый, порошковидный, мучнистый и снег-изморозь.

Таблица 1.7

Классификация снежного покрова

Группа	Плотность, кг/м ³	Вид
I. Свежевыпавший (новый, молодой)	10-20	1. Свежевыпавший сухой
	100-300	2. Свежевыпавший влажный
II. Уплотненный (лежалый)	200-600	1. Осевший сухой
		2. Осевший влажный
		3. Метелевый
III. Старый (фирнизованный)	300-700	1. Мелкозернистый
		2. Среднезернистый
		3. Крупнозернистый
		4. Снег-пльвун

Уплотненный снег – частично утративший свою первичную структуру в основном за счет оседания под влиянием собственного веса, температуры и ветра. Форма снежинок еще не утратила своего первоначального вида, но изменена без перекристаллизации.

Старый снег полностью утратил первоначальную структуру и форму кристаллов, перекристаллизовался в более или менее крупные зерна под влиянием возгонки и сублимации, таяния и повторного замерзания. Крупность зерен (фирна): мелкозернистый – до 1 мм, среднезернистый – 1-2 мм, крупнозернистый – 2-5 мм. Снег-пльвун состоит из ледяных угловатых кристаллов льда длиной до 15 мм.

2. Плотность и водные свойства снега. Все характеристики снега зависят от его плотности, но вместе с тем плотность

снега может изменяться от 10 до 700 кг/м³. Обычно рассматривают плотность различных видов снега, плотность снега на открытой местности, в лесу, в снежниках, плотность тающего снега.

Расчетные формулы для определения плотности снега построены на обобщении эмпирических данных. Одной из первых удачных формул, полученных в начале нашего столетия, является формула Абэ

$$\rho = a 10^{bz}, \quad (1.33)$$

где $a = 185,4$;

$b = 0,545$;

z – глубина от поверхности снега, м.

Для практического пользования формулу (1.33) удобнее записать в следующем виде:

$$\lg \rho = \lg 185,4 + 0,545 z.$$

Плотность снега весьма неоднородна по высоте снежного покрова и зависит от продолжительности и глубины его залегания. Поэтому она является величиной осредненной.

По В.Д. Комарову, средняя плотность снежного покрова в европейской части России в конце зимы на севере находится в пределах 220-280 кг/м³; в средней полосе – 240-320; на юге – 220-360 кг/м³, что объясняется наличием перемежающихся оттепелей.

Наличие влаги (воды, водяного пара) существенно увеличивает плотность снега. Плотность тающего снега имеет большое значение для прогноза половодья на реках. Наблюдения показывают, что в большинстве случаев она изменяется в начале таяния от 180 до 350 кг/м³, в разгар таяния – от 350 до 450, в конце таяния доходит до 600 кг/м³.

Плотность снега в лесу меньше, чем на открытой местности, что объясняется уменьшением ветра в лесу и меньшей интенсивностью зимних оттепелей.

Плотность снега в снежниках изучалась В.Л. Шульцем в горах Средней Азии, где в период снеготаяния она достигает 750 кг/м³.

Пористость снежного покрова обусловлена наличием большого количества промежутков между кристаллами льда, образующих сообщающиеся между собой поры и пронизываю-

щих снежный покров во всех направлениях. О размерах пор в снежном покрове надежных сведений нет. Пористость выражают в процентах и вычисляют по формуле

$$n = 100 (1 - \rho/\rho_{\text{л}}), \quad (1.34)$$

где ρ и $\rho_{\text{л}}$ – соответственно, плотность снега и кристаллического льда.

Пористость снежного покрова связана с его структурой и изменяется по мере его уплотнения от 98 до 20%. К началу снеготаяния (обычно при плотности 280-300 кг/м³) она составляет 73-67%.

Воздухопроницаемость снежного покрова объясняется наличием в нем сквозных пор и характеризуется *коэффициентом воздухопроводности*. При отсутствии жидкой фазы снежный покров будет воздухопроницаемым, если размеры пор или капилляров достаточны для свободного перемещения молекул воздуха. Следовательно, коэффициент воздухопроницаемости существенно зависит от структуры снежного покрова; он уменьшается по мере его уплотнения.

Водопроницаемость снежного покрова для гравитационной воды, поступающей в виде дождя или в результате таяния верхнего слоя снега, зависит от количества, размеров и формы пор в снежном покрове, от наличия ледяных прослоек и пр., т.е. от структуры снежного покрова.

Движение гравитационной воды в снежном покрове ламинарное и, вероятно, подчиняется закону Дарси. Следовательно, характеристикой водопроницаемости является *коэффициент фильтрации*. Коэффициент фильтрации в снежном покрове, по видимому, различен по горизонтали и по вертикали. Полученные опытным путем значения коэффициента фильтрации снега, $(1-6) \cdot 10^{-3}$ м/с являются ориентировочными.

Водоудерживающая способность снежного покрова характеризуется тем наибольшим количеством воды, которое он способен удержать в данном его состоянии. Эта характеристика имеет большое значение для расчета половодий. Она изучалась П.П. Кузьминым опытным путем на специально разработанных приборах с использованием весового и калориметрического способов.

В результате исследований было установлено, что водоудерживающая способность снежного покрова зависит от его структуры и плотности: меньшей плотности соответствует большая водоудерживающая способность.

Влажность снега – количество воды, которое снежный покров содержит в данный момент. Она является очень важной физической характеристикой и определяется калориметрическим способом.

3. Тепловые свойства снега. Снежный покров одинаково плохо пропускает тепло из почвы в атмосферу и наоборот. Благодаря малой теплопроводности снежный покров в значительной степени предохраняет почву и водоемы от промерзания.

Определение тепловых характеристик снега и, прежде всего, коэффициентов тепло- и температуропроводности (λ и a), удельной теплоемкости (c) представляет очень большие трудности. Сложность определения тепловых характеристик обусловлена сложностью строения снежного покрова, представляющего собой своеобразное сыпучее вещество с заключенным в нем воздухом, водяным паром и различными примесями. В мокром снеге, т.е. в снеге при температуре 0°C , содержится еще и талая вода. Характеристики снега изменяются также и во времени (с ходом зимы). Вероятно, все это является причинами того, что определения тепловых характеристик снега, выполненные многочисленными исследователями, дают часто резко расходящиеся и мало сравнимые между собой результаты. Вопрос осложняется еще и тем, что нет единой методики определения этих характеристик. Тепловые характеристики снега определяются или в лабораториях, или в полевых условиях. Обычно исследуют характеристики всей толщи снега сразу и получают для нее средние показатели или же рассматривают снежный покров по слоям и получают при этом дифференцированные данные. Для практики представляют интерес интегральные характеристики. Однако при изучении, например, схода лавин в горных районах большую ценность представляет послойное определение теплофизических характеристик.

Одно из первых определений тепловых характеристик снега, не потерявших значения до настоящего времени, было выполнено Г.П. Абельсом в 1893 г. в Свердловске. Он определил

коэффициенты тепло- и температуропроводности снега на площадке обсерватории по ежечасным наблюдениям за температурой снега, выполненным на глубинах 5 и 10 см. При этом он считал, что суточный ход температуры на поверхности снега выражается простой синусоидой. Полученные зависимости для λ и a имеют вид:

$$\lambda = 2,85 \cdot 10^{-6} \rho^2; \quad a = 4,85 \cdot 10^{-6} \rho, \quad (1.35)$$

где ρ – плотность снега.

Формулы Абельса дают удовлетворительные результаты при $\rho < 350$ кг/м³. Для случая, когда $\rho > 350$ кг/м³, эти коэффициенты были определены А.С. Кондратьевой в лабораторных условиях:

$$\lambda = 3,56 \cdot 10^{-6} \rho^2; \quad a = 6,05 \cdot 10^{-6} \rho. \quad (1.36)$$

Удельная теплоемкость сухого снега принимается равной удельной теплоемкости льда и определяется по формуле (1.31).

Коэффициент отражения солнечной радиации снега значительно выше, чем льда и тем более воды.

Коэффициент поглощения солнечной радиации снегом также высокий; поглощается она самым верхним слоем и поэтому не доходит до его подстилающей поверхности.

4. Электрические, радиоактивные и акустические свойства снега в последнее время приобретают все большее значение, но они пока изучены недостаточно.

Сухой снег, прежде всего, характеризуется малой электрической проводимостью, что позволяет располагать на его поверхности даже не изолированные провода. Выполненные исследования для сухого снега плотностью порядка 100-500 кг/м³ при температуре от -2 до -16°C показали, что *удельное электрическое сопротивление* ρ_3 довольно высокое ($2,8 \cdot 10^5$ - $2,6 \cdot 10^7$ Ом·м) и близко к удельному сопротивлению сухого льда. Напротив, влажный снег обладает малым электрическим сопротивлением, падающим до 10 Ом·м.

Сухой снежный покров является диэлектриком. *Диэлектрическая проницаемость* снежного покрова ϵ зависит от частоты электромагнитных волн, их длины и от состояния снега (температуры, плотности, структуры, влажности). Диэлектрическая проницаемость снега значительно меньше, чем льда ($\epsilon_{\text{ол}} = 73$ -95, $\epsilon_{\text{сол}} = 3$ -8), и увеличивается с возрастанием его плотности и влажности.

Акустические свойства снега проявляются в скрипе под лыжами, полозьями саней, под ногами пешеходов и в других случаях. Скрип снега зависит от его плотности, давления на него, от температуры. Замечено, что скрип слышен при температуре от -2 до -20°C ; ниже этой температуры скрип не слышен. Связь скрипа с температурой можно объяснить тем, что с понижением температуры увеличивается прочность снежных кристаллов, и поэтому излом их под давлением сопровождается звуком. При температуре ниже -20°C снежинки достаточно прочны и очень мало ломаются под давлением.

Скорость звука в снеге измеряется различными способами. Установлено, что она зависит от плотности снега. Например, при $\rho = 125 \text{ кг/м}^3$ скорость равна 227 м/с , а при $\rho = 280 \text{ кг/м}^3$ – только 207 м/с . Таким образом, скорость распространения звука в снеге при одной и той же структуре обратно пропорциональна плотности снега. Замечена также незначительная связь скорости распространения звука от температуры снега. При $t = 0^{\circ}\text{C}$ и $t = -23^{\circ}\text{C}$ скорость распространения звука, соответственно, составляет 247 и 230 м/с . В то же время при одинаковой плотности коэффициент отражения увеличивается с увеличением частоты.

5. Механические свойства снега имеют большое значение при использовании его в качестве строительного материала, при транспортировке по нему грузов, а также при изучении снежных лавин.

Предельное сопротивление снега сдвигу определяется силами сцепления между его зернами и силами внутреннего трения, которые, в свою очередь, зависят от плотности, строения и температуры снега, а также от давления и деформирования. Оно определяется по формуле

$$P_{\tau} = C + fP, \quad (1.37)$$

где C – сила сцепления;

f – коэффициент внутреннего трения;

P – сила нормального давления на поверхности среза.

Сила сцепления снега определяется в природных условиях по усилию, которое необходимо приложить к образцу для среза его по горизонтальной плоскости. Исследования показали сравнительно незначительное увеличение силы сцепления свежего снега до $(0,01-0,02) \cdot 10^5 \text{ Па}$ в зависимости от его плотности. При

дальнейшем увеличении плотности от 300 до 500 кг/м³ сила сцепления возрастает более значительно и находится в пределах $(0,05-0,5) \cdot 10^5$ Па.

Трение скольжения по снегу характеризуется *коэффициентом кинетического трения* f_k . Он определяется при движении тела и значительно меньше коэффициента трения покоя f . Этот коэффициент зависит от температуры, структуры и плотности снега, размеров скользящего тела и передаваемой на снег нагрузки, скорости скольжения, а также от вида материала и характера обработки скользящей поверхности.

Установлено, что зависимость трения скольжения по снегу различных тел от температуры неоднозначна. Наилучшие условия для движения лыж и саней наблюдаются при температуре от -3 до -10°C. С увеличением плотности снега и скорости движения коэффициент трения скольжения уменьшается. Для деревянных полозьев он порядка 0,02 (по П.П. Кузьмину), стальных – 0,07 (по К.Ф. Войтковскому), тефлоновых – 0,05. При температуре снега, близкой к 0°C, наблюдается другое явление – его прилипание к полозьям и лыжам.

Сопrotивление снега растяжению исследовалось по разрыву образца от собственного веса путем пропиливания заранее намеченной шейки. Свежевыпавший снег оказывает небольшое, практически равное нулю сопротивление разрыву, а в уплотнившемся снеге сопротивление разрыву возрастает с увеличением плотности и достигает значения $0,027 \cdot 10^5$ Па. Сопrotивление разрыву влажного снега меньше, чем сухого. В целом сопротивление снега разрыву зависит от его температуры, плотности и структуры.

Сжатие снега под действием нагрузки является одной из его характеристик. В опытах установлено, что слежавшийся сухой снег разрушается при нагрузке около $1,5 \cdot 10^5$ Па. Прочность снега значительно увеличивается после добавления воды и замерзания ее. После замерзания добавленной воды в количестве 10% (по массе) разрушающая нагрузка вырастает до $3,2 \cdot 10^5$ Па. Предел прочности на сжатие слежавшегося уплотненного снега при $t = -10^\circ\text{C}$ составляет $(5-8) \cdot 10^5$ Па. Обледенелый снег выдерживает значительно большие нагрузки $(10-15) \cdot 10^5$ Па. Несомненно, что прочность снега на сжатие зависит от его плотности, но надежных данных по этому вопросу нет.

Твердость – это свойство вещества сопротивляться внедрению в него другого тела, теоретически не деформируемого. Она характеризует прочность снега и, в частности, несущую способность снежного покрова. Мерой твердости является размер следа (царапина, углубление), оставляемого на исследуемом материале абсолютно (условно) твердым телом.

По техническим условиям в зимних снеговых дорогах плотность и твердость снега, как минимум, должны быть равны 600 кг/м^3 и 10^6 Па .

Вязкость снега играет большую роль в процессах формирования снежных обвалов. Свежий снег обладает большей пластичностью и меньшей вязкостью по сравнению с плотным снегом и тем более льдом. Укрупнение зерен снега – фирнизация – ведет к уменьшению его пластических свойств.

По данным Иосида и Хузиока (Япония), вязкость снега, как функция плотности снега, при температуре от -1 до -3°C и от -5 до -13°C , соответственно, может быть определена по эмпирическим формулам:

$$\eta_1 = 9,81 \cdot 10^7 / (0,10 - 0,19\rho) \text{ и } \eta_2 = 9,81 \cdot 10^7 / (0,037 - 0,09\rho). \quad (1.38)$$

По данным этих же исследователей, *модуль упругости снега* E (Па) в тех же диапазонах температуры может быть определен, соответственно, по формулам:

$$E_1 = (0,0167\rho - 1,86) 10^6 \text{ и } E_2 = (0,059\rho - 10,8) 10^6. \quad (1.39)$$

1.8. Физико-механические процессы, протекающие в снежном покрове

Снежный покров в течение всего периода своего существования подвергается воздействию различных физических и механических факторов, приводящих к непрерывному изменению его структуры, состава и объема. Эти факторы и оказываемые ими воздействия еще недостаточно изучены.

К физическим факторам и процессам можно отнести режеляцию, рекристаллизацию, возгонку и сублимацию, гелио- и геотепловые воздействия. К механическим факторам относятся сила тяжести и ветер.

Режеляция (повторное смерзание) заключается в плавлении и повторном смерзании ледяных кристаллов, образующих сне-

жинки, под влиянием давления. Режеляция снега протекает с заметной интенсивностью лишь при температуре, близкой к 0°C, т.е. при температуре, не требующей большого удельного давления, для плавления льда.

Рекристаллизация представляет собой физический процесс, при котором атомы молекул перескакивают с кристаллической решетки одного кристалла на решетку другого и обуславливают срастание отдельных кристаллов (снежинок).

В твердых телах существует некоторое количество атомов и молекул, кинетическая энергия которых достаточна для перехода в газообразное состояние. Процесс перехода вещества из твердой фазы в газообразную, минуя жидкую, называют *возгонкой*, а процесс кристаллизации вещества из пара – *сублимацией*.

Так как в снежном покрове имеется большое количество межкристаллических пор с поверхностями кристаллов очень малого радиуса и разных направлений кривизны, то в его толще распределение парциального давления водяного пара будет очень неравномерно. Водяной пар, образовавшийся на острых ребрах кристалликов, будет стекать во впадины и, насыщая здесь воздух, перейдет в воду и замерзнет. Вследствие этого возникает процесс округления кристалликов льда и увеличения их объема, т.е. происходит так называемая *фирнизация снега*. Процесс этот наблюдается при постоянной температуре и активизируется при наличии температурной стратификации. В снежном покрове имеет место значительный температурный перепад, так как его поверхность охлаждается намного ниже нуля по сравнению с приземным слоем. В связи с этим создается дополнительная разность парциального давления водяного пара в снежном покрове с градиентом, направленным снизу вверх, что еще более усиливает миграцию водяного пара и фирнизацию снега.

Повторное таяние кристаллов льда и замерзание воды также способствуют фирнизации снега. Таяние кристаллов начинается с их выступающих частей – углов, лучей, ребер. Поэтому частично оттаявший кристалл приобретает округлую форму в виде зерна. При повторном таянии кристаллические зерна увеличиваются в размерах за счет попадания на них капелек воды с соседних кристалликов и т.д. При этом в снежном покрове увели-

чиваются поры, и на их стенках осажается иней, обусловленный сублимацией. Процесс ускоряется за счет гравитационной воды, проникающей сверху в результате таяния самого верхнего слоя снежного покрова.

Вопросы для самоконтроля

1. Какая точка на диаграмме агрегатных состояний воды называется тройной?
2. Что такое переохлаждение воды? При каких условиях наблюдается это состояние?
3. Каково строение молекулы воды?
4. Какие гипотезы о структуре воды вам известны?
5. Какова температура наибольшей плотности воды при нормальном давлении? Чем объясняется температурная аномалия плотности воды?
6. Перечислите основные тепловые характеристики воды.
7. Чем обусловлено поверхностное натяжение воды?
8. Каковы электрические свойства воды?
9. Дайте понятие «тяжелой» воды. Каковы её свойства?
10. Перечислите аномальные свойства воды.
11. Каковы основные свойства водяного пара?
12. Какие виды льда вы знаете?
13. Перечислите физико-механические и теплофизические свойства льда.
14. Перечислите физико-механические и теплофизические свойства снега и снежного покрова.
15. Какие физико-механические процессы протекают в снежном покрове?

ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕПЛООБМЕНА

2.1. Теплота. Температура. Температурное поле

Все изучаемые нами тела имеют различную температуру, т.е. они обладают различной внутренней энергией. Температура тела, выражающая степень его нагретости, является физической характеристикой запаса внутренней энергии, обусловленной кинетической энергией молекул этого тела. Чем выше температура тела, тем больший запас внутренней (тепловой) энергии оно имеет. Из опыта известно, что эта энергия передается от более нагретого тела к менее нагретому или от области тела с более высокой температурой к области с менее высокой. Количество передаваемой энергии в этом процессе называют *количеством теплоты*.

Таким образом, *теплота, тепловая энергия, тепло* – один из видов энергии, которая представляет собой кинетическую энергию микрочастиц, в основном молекул. Тепловая энергия может превращаться в химическую энергию при изменении агрегатного состояния тела. Например, для того чтобы превратить лед в воду, нужно затратить некоторое количество теплоты; при этом тепловая энергия «уничтожается», а вместо нее возникает химическая, которую часто называют скрытой теплотой (хотя в действительности теплоты уже не существует, а имеется лишь возможность при определенных условиях превращения химической энергии вновь в тепловую).

Другим видом превращения теплоты является ее переход в электромагнитную энергию. Например, нагретое тело излучает (теряет) тепловую энергию, при этом оно превращается в электромагнитную энергию.

Все переходы энергии из одного вида в другой, подчиняются закону сохранения энергии, что служит основой для составления уравнения энергетического баланса.

Производными от теплоты являются такие понятия, как:

- *тепловой поток* – количество теплоты, проходящей через изотермическую поверхность в единицу времени;
- *интенсивность (плотность) теплового потока* – тепловой поток, проходящий в единицу времени через единицу площади изотермической поверхности;

- *мощность источника теплоты* – количество теплоты, выделяющейся в единицу времени в точке, на поверхности или в объеме;

- *теплосодержание* – количество теплоты, содержащейся в теле.

Процесс передачи теплоты в природе от одного тела к другому довольно сложный и часто осуществляется одновременно несколькими путями.

Общее количество передаваемой теплоты измеряется в джоулях (Дж) и обозначается через Q . *Джоуль* – это единица работы (энергии), произведенной силой в 1 Н на пути в 1 м, в случае, когда сила и путь совпадают по направлению.

Индексом Q будем обозначать и количество внутренней энергии (теплоты), которым обладает тело при данной температуре t . Эту энергию принято называть *энтальпией*. Для однородного тела ее определяют по формуле

$$Q = c\rho Vt, \quad (2.1)$$

где c – удельная теплоемкость материала тела;

ρ – плотность материала тела;

V – объем тела;

$m = \rho V$ – масса тела.

Энтальпия, как и количество теплоты, измеряется в джоулях.

Из практики известно, что каждая точка природных объектов (грунт, лед, снег, вода и другие вещества) и инженерных сооружений (плотина, разделяющая стенка, трубопровод, железнодорожная насыпь и др.) характеризуется температурой.

Температура – физическая величина, характеризующая тепловое состояние микроскопических объемов тела. Температура позволяет судить не только о тепловой энергии тела, но и о возможностях отдачи или получения тепловой энергии извне, о перераспределении теплоты внутри тела и ее переходе в другие виды энергии.

Два тела могут иметь одинаковую тепловую энергию, но различную температуру; при этом их состояния оказываются весьма разными. Это, прежде всего, различие состояния в данный момент времени, но не менее важно различие, которое представляют оба объекта по вероятности дальнейшего хода

тепловых процессов. Так, если имеется водохранилище глубиной 100 м с температурой воды $0,5^{\circ}\text{C}$ и водохранилище глубиной 10 м с температурой воды 5°C , то хотя их запасы теплоты одинаковы (относительно температурного порога льдообразования – 0°C), при прочих равных условиях ледяной покров раньше образуется на первом водохранилище. Однако даже при одинаковых глубинах и равных запасах тепла условия в двух водохранилищах могут быть весьма разными ввиду разного характера распределения температуры по глубине.

Если температура тела изменяется от точки к точке, то оно может быть охарактеризовано пространственным температурным полем, а если температура изменяется к тому же и во времени, то пространственно-временным. Температурное поле может быть представлено в виде функциональной зависимости

$$t = f_1(x, y, z, \tau), \quad (2.2)$$

где x, y, z – координаты точки;

τ – время.

Таким образом, совокупность температур всех точек тела в какой-либо момент времени называется *температурным полем*.

Температурные поля подразделяют на стационарные и нестационарные. Если температура тела является функцией координат и времени, что соответствует зависимости (2.2), то такое температурное поле будет нестационарным (градиент температуры по времени $\partial t / \partial \tau \neq 0$). В том случае, когда температура тела с течением времени не изменяется ($\partial t / \partial \tau = 0$) и является функцией только координат, температурное поле будет стационарным:

$$t = f_2(x, y, z). \quad (2.3)$$

Различают температурные поля трехмерные (пространственные), двухмерные (плоские) и одномерные (линейные). К первым относятся поля, описываемые зависимостями (2.2) и (2.3), ко вторым – поля, определяемые как

$$t = f_3(x, y, \tau), \quad (2.4)$$

$$t = f_4(x, y), \quad (2.5)$$

к третьим — поля, соответствующие уравнениям:

$$t = f_5(x, \tau), \quad (2.6)$$

$$t = f_6(x). \quad (2.7)$$

Если соединить в двухмерном температурном поле точки с одинаковой температурой, то получится система линий, соответствующих выбранной температуре. Эти линии называются *изотермами*. Они не пересекаются и заканчиваются на контуре или же замыкаются сами на себя (рис. 2.1).

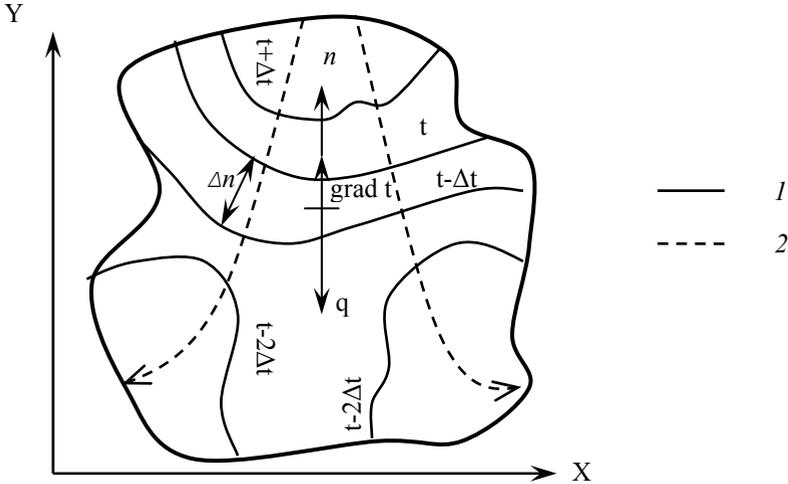


Рис. 2.1. Двухмерное температурное поле (водоем в плане) [8]:
1 – изотерма; 2 – линия тока теплоты

Отношение перепада температуры Δt к расстоянию между изотермами Δn по нормали n (при $\Delta n \rightarrow 0$) называют *градиентом температуры*, т.е.

$$\text{grad } t = \lim_{\Delta n \rightarrow 0} \frac{\Delta t}{\Delta n} = \frac{\partial t}{\partial n}. \quad (2.8)$$

Градиент температуры наибольший там, где расстояние по нормали между изотермами наименьшее, и наоборот.

Градиент температуры – вектор, направленный по нормали к изотерме в сторону возрастания температуры. Поэтому в направлении убывания температуры он отрицательный.

Температурное поле дает исчерпывающую информацию о тепловом состоянии тела и обладает следующими свойствами:

- температура в теле меняется во всех направлениях непрерывно; никаких скачков температуры в теле нет;

- между точками, имеющими разные температуры, непременно есть точки со всеми промежуточными температурами;
- изотермические поверхности всегда замкнуты на себя или на границы тела;
- любое тело может быть представлено как совокупность бесконечного числа примыкающих друг к другу изотермических поверхностей;
- изотермические поверхности не могут пересекать друг друга (так как одна и та же точка тела не может иметь одновременно две температуры), но одно тело может иметь несколько одинаковых изотерм;
- поверхности максимальных градиентов не имеют разрывов, но могут иметь изломы и, кроме того, в отличие от изотермических поверхностей значения градиентов могут меняться скачкообразно;
- в твердом изотропном теле поверхности максимальных градиентов являются одновременно поверхностями, совпадающими с направлением теплового потока.

2.2. Тепловой поток. Коэффициент теплопроводности

Пусть в среде имеют место различные значения температуры, т.е. имеется градиент температуры, тогда в этой среде будет существовать *тепловой поток* (распространение теплоты). Тепловой поток направлен в сторону убывания температуры. Линии теплового потока совпадают с линиями максимальных градиентов лишь в изотропных телах, где они создают с изотермами криволинейную, но ортогональную сетку.

Французский ученый Фурье, изучая перенос теплоты в средах, открыл эмпирический закон, согласно которому *удельный тепловой поток* (или интенсивность теплового потока) прямо пропорционален градиенту температуры:

$$q = \lambda (-\partial t / \partial n), \quad (2.9)$$

где λ – коэффициент пропорциональности;

n – нормаль к изотермической поверхности.

Формула (2.9) в настоящее время носит название закона Фурье. Коэффициент пропорциональности λ называют *коэффи-*

центом теплопроводности. Знак «-» означает, что тепло распространяется в сторону уменьшения температуры тела.

Зная удельный тепловой поток, можем определить тепловой поток, проходящий через некоторую площадь S , выделенную на изотермической поверхности:

$$Q = qS = -\lambda \partial t / \partial n S. \quad (2.10)$$

Теплопроводность вещества, в частности воды и льда, имеет исключительное значение в природе. Благодаря теплопроводности (передаче теплоты) происходит выравнивание температуры в теле или среде. При контакте тел теплопередача осуществляется от молекулы к молекуле. Для них она является единственно возможной, и называют ее кондуктивной, или молекулярной. В жидких средах молекулярная теплопередача играет существенную роль только в том случае, если жидкость находится в покое. Для жидкостей, в том числе и для воды, характерно существование еще двух видов теплопередачи, обусловленных турбулентностью потока и конвекцией.

Характеристикой молекулярной теплопередачи является *коэффициент теплопроводности* λ . Он является физическим параметром вещества и зависит от его структуры, плотности, влажности, температуры и давления. Коэффициент теплопроводности определяется опытным путем с использованием уравнения (2.10), которое можно представить в виде

$$\lambda = -Q / [\tau S \Delta t / (\Delta n)], \quad (2.11)$$

где τ – время.

Численно коэффициент теплопроводности равен количеству теплоты, которая проходит через 1 м^2 изотермической поверхности в единицу времени при слое вещества в 1 м и разности температуры на границах слоя в 1°К .

Коэффициент теплопроводности твердых тел составляет $20\text{-}400 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{К})$ (металлы) и $0,02\text{-}3,00 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{К})$ (строительные материалы), газов – $0,005\text{-}0,500 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{К})$ и жидкостей – $0,08\text{-}0,70 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{К})$.

Коэффициент теплопроводности большинства жидкостей с повышением температуры убывает. Вода в этом отношении является исключением. С увеличением температуры от 0 до 127°С коэффициент теплопроводности воды увеличивается, а при дальнейшем возрастании температуры – уменьшается (рис. 2.2). При 0°С коэффициент теплопроводности воды равен $0,569 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^\circ\text{К})$.

С увеличением минерализации воды коэффициент ее теплопроводности уменьшается, но очень незначительно.

Давление оказывает влияние на теплопроводность жидкости и в большей степени на теплопроводность газов. У воды теплопроводность при изменении давления практически не меняется. Это связано с малой сжимаемостью воды, которая определяется характером сил межмолекулярного взаимодействия.

Как вода среди жидкостей, так и лед среди твердых материалов является исключением по проводимости теплоты. С повышением температуры коэффициент теплопроводности пресноводного льда не повышается, а понижается, достигая при 0°C $2,24 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot^{\circ}\text{К})$ (рис. 2.2). Теплопроводность соленого льда уменьшается с ростом его солености, но увеличивается с понижением температуры, так как при этом возрастает концентрация рассола во льду.

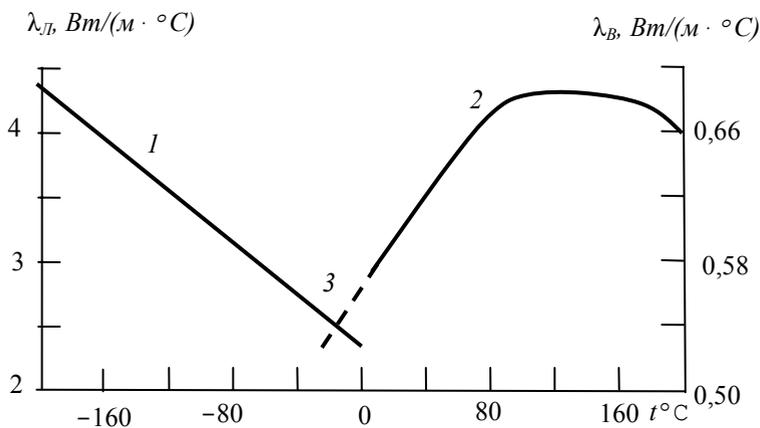


Рис. 2.2. Зависимость коэффициента теплопроводности от температуры:
1 – лед; 2 и 3 – вода и переохлажденная вода

Для ледяного покрова озер и рек характерно распределение коэффициента теплопроводности по его толщине. Это обусловлено более высокой температурой льда в нижних слоях (на нижней границе 0°C) и низкой температурой в расположенных выше слоях, а также пористостью, которая в верхних слоях больше, чем в нижних.

2.3. Теплопередача и теплоотдача

Понятие *теплопередача* (теплообмен) охватывает совокупность явлений передачи теплоты из более нагретой подвижной среды в другую, менее нагретую, через разделяющую их твердую стенку. Например, теплопередача от воды к воздуху, между которыми расположена стенка. Твердая стенка может быть и многослойной. Например, при рассмотрении переноса теплоты от воды, движущейся по трубопроводу теплотрассы, к окружающему воздуху.

Теплоотдача также охватывает совокупность явлений переноса теплоты только между поверхностью твердого тела и жидкой или газообразной подвижной средой. В практике гидрологов и метеорологов часто встречаются задачи о теплообмене между двумя подвижными средами, исключая твердую стенку, – это случай теплоотдачи водной поверхностью в воздух.

В широком понимании теплопередача и теплоотдача осуществляются теплопроводностью, конвекцией, лучистым теплообменом, при изменении агрегатного состояния вещества, биологических процессах в живых организмах и др. Способы передачи тепла (теплоперенос, или теплопередача) в твердом теле и в жидкости различны.

Перенос теплоты вследствие теплопроводности подчиняется закону Фурье. Рассматриваемая форма переноса теплоты в основном присуща твердым телам, в которых теплота распространяется передачей кинетической энергии от одних микрочастиц к другим путем соударений; перемещение самих частиц в твердом теле, естественно, исключено. Теплопроводность имеет место также в жидкостях и газах (воздухе). Но в последних теплота передается путем перемещения частиц, носителей тепловой энергии. Такой способ называется *конвективным теплопереносом*. Заметим, что в первом случае теплота передается, а носители теплоты, частицы жидкости, остаются на месте, в то время как во втором случае теплота переносится вместе с жидкостью. Таким образом, в жидких и газообразных средах теплопроводность проявляется в чистом виде лишь в том случае, когда наблюдается прямая стратификация плотности.

Перенос теплоты конвекцией происходит в результате перемещения частиц теплоносителя и наблюдается только в жидких и газообразных средах. В зависимости от причины, побуждающей частицы жидкости перемещаться, различают свободную и вынужденную конвекции.

Свободной (естественной, плотностной) *конвекцией* называется движение жидкости (газа), вызываемое неоднородностью плотности частиц жидкости (газа), находящихся в поле тяготения. Поэтому конвективный перенос теплоты обусловлен перемещением частиц жидкости лишь в силу изменения их плотности, что, в свою очередь, зависит от её нагревания или охлаждения или от изменения концентрации (солености). Например, если воду в сосуде, находящуюся при температуре выше 4°C , охлаждать сверху, то в воде возникнет свободная конвекция, т.е. активный перенос частиц воды снизу вверх. Одновременно будет происходить перенос более охлажденных частиц в обратном направлении. В этом случае наблюдается нестационарная свободная конвекция. Увеличение плотности поверхностных слоев водоема может произойти также за счет увеличения мутности, обусловленной притоками, или осолонения при испарении.

Вынужденной конвекцией называется движение жидкости (газа), вызываемое воздействием внешних сил (ветер, насос и т.д.), а также однородного поля массовых сил в жидкости (уклон и т.д.). Таким образом, перенос теплоты вынужденной конвекцией обусловлен турбулентным перемешиванием водных или воздушных масс потока, а также связан с переносом теплоносителя. При вынужденной конвекции осуществляется перенос тепла, обусловленный течением водных и воздушных потоков, с ветровым перемешиванием. В отличие от свободной конвекции при вынужденной происходит полярный перенос водных масс, т.е. перенос больших объемов жидкости.

Часто имеет место одновременно вынужденная и свободная конвекция.

Третья форма передачи теплоты обусловлена *лучистым (радиационным) теплообменом* и совершается путем двойного превращения энергии: сначала из тепловой в электромагнитную в месте излучения, а затем, после того как она прошла весь путь в теплопрозрачной среде, – обратно в тепловую в месте погло-

щения. Таким образом, эта форма передачи теплоты характеризуется тем, что часть энергии тела, определяемая температурой его поверхности, преобразуется в энергию теплового излучения и уже в таком виде передается в окружающее пространство. Встречая на своем пути другое тело, лучистая энергия частично отражается от его поверхности и частично поглощается им, т.е. проникает на некоторую его глубину, зависящую от прозрачности тела.

Скорости передачи теплоты указанными способами различны. Радиационным способом совершается практически мгновенная передача теплоты. Так, в воздухе её скорость равна 300000 км/с. При конвективном способе скорость передачи теплоты полностью зависит от скорости движения жидкости. Например, в реке она может составлять 1-2 м/с и более.

Особая форма передачи теплоты имеет место в случае *изменения агрегатного состояния вещества*, например, при кристаллизации воды и таянии льда, при конденсации водяного пара и испарении воды и т.д.

Биологические и химические процессы также сопровождаются тепловыми. При кристаллизации и конденсации воды в биологических процессах происходит выделение теплоты, а при испарении воды, таянии льда – ее поглощение.

2.4. Количественная оценка конвективной теплоотдачи

Особый интерес для гидрологов представляет определение передачи теплоты у границ жидкости, например, от речного потока к его ложу или от воздушного потока – к поверхности ледяного покрова. Как известно, в непосредственной близости от границы скорость жидкости (газа) равна нулю, здесь теплота передается через пограничный слой механизмом конвективной теплопроводности. А конвективный теплообмен в природе определяется разницей между температурой подстилающей поверхности (может быть как твердой, так и жидкой) и температурой, находящейся над ней жидкой или газообразной среды, в которой имеет место молекулярный перенос теплоты.

Принимая температуру подстилающей поверхности за t_n , а температуру прилегающей к этой поверхности окружающей

подвижной среды за θ , по закону Ньютона можно определить количество теплоты Q_k ($\text{Вт}/\text{м}^2$), теряемое 1 м^2 этой поверхности в единицу времени (интенсивность теплового потока при передаче теплоты конвекцией):

$$Q_k = \alpha (t_n - \theta), \quad (2.12)$$

где α – коэффициент теплоотдачи от подстилающей поверхности в окружающую среду.

Коэффициент теплоотдачи α определяется экспериментально. Он зависит от большого числа характеристик подстилающей поверхности и окружающей среды: шероховатости (формы) подстилающей поверхности, скорости движения, температуры и физических параметров окружающей среды.

В настоящее время существует много эмпирических формул по его оценке, полученных для различных подстилающих поверхностей, которые используются в практике гидрологами и гидротехниками:

- 1) при теплоотдаче от поверхности воды к воздуху

$$\alpha_1 = 2,65 [1 + 0,8\omega + f(\Delta\theta)], \quad (2.13)$$

где ω – скорость ветра на высоте 2 м над водной поверхностью, м/с;

$f(\Delta\theta)$ – табличная функция, определяемая разностью температуры воды и воздуха ($t_n - \theta$);

- 2) при теплоотдаче от воды к нижней поверхности льда

$$\alpha_2 = 348 \cdot (1 + 6\sqrt{v}), \quad (2.14)$$

где v – средняя скорость течения воды подо льдом за время ледообразования, м/с;

- 3) при теплоотдаче от поверхности льда к воздуху (при отсутствии снега на льду)

$$\alpha_3 = 5,8\sqrt{\omega + 0,3}. \quad (2.15)$$

2.5. Количественная оценка лучистого теплообмена

Выше отмечалось, что природа лучистого теплообмена электромагнитная. Количество энергии излучения зависит от температуры излучающего тела. Каждое тело способно не только излучать, но и отражать, поглощать и пропускать через себя падающие на него тепловые лучи от другого тела.

Рассмотрим лучистый теплообмен в системе Солнце – Земля. Энергия (солнечная радиация), обусловленная температурой Солнца, проходя атмосферу Земли, частично поглощается содержащимися в ней водяными парами и атмосферными газами. В то же время она рассеивается. В результате указанных процессов дошедшая до Земли так называемая прямая солнечная радиация ($Q_{п.р}$) как количественно, так и качественно отличается от солнечной радиации на верхней границе атмосферы. Количество солнечной энергии, поступающей на поверхность Земли, зависит от географической широты и изменяется в связи с изменением астрономических и метеорологических условий.

Та часть солнечной радиации, которая рассеивается в атмосфере, также частично достигает поверхности Земли в виде рассеянной радиации ($q_{р.р}$). По отношению к прямой радиации она может составлять в облачную погоду до 60% и более. Сумму прямой и рассеянной радиации принято называть суммарной солнечной радиацией. Различают суммарную радиацию при безоблачном небе (I_0) и при наличии облаков (I_1).

Количество суммарной солнечной радиации при безоблачном небе $I_0 = (Q_{п.р} + q_{р.р})_0$ находят по таблицам, кроме того, оно может быть вычислено, например, по формуле М.Е. Берлянда:

$$I_0 = \frac{r^2}{r_0^2} \frac{S_0 \sin^2 h_\odot}{\sinh_\odot + (1-A)f}, \quad (2.16)$$

где r_0 и r – среднее и в данный момент времени расстояние от Земли до Солнца;

S_0 – солнечная постоянная;

h_\odot – высота стояния Солнца;

$f = \alpha_p \int_0^\infty \rho_c dz$, ρ_c – плотность субстанций в атмосфере;

α_p – коэффициент рассеяния радиации;

A – альbedo в долях единицы.

Отражение лучистой энергии. Достигнув земной поверхности, солнечная радиация частично поглощается ею, повышая температуру этой поверхности, а частично отражается в атмосферу. Отражение лучистой энергии поверхностью тела может быть зеркальным, диффузным и общим. При зеркальном отражении угол падения луча на отражающую поверхность равен углу отражения.

При диффузном отражении происходит расщепление падающего луча на множество лучей, идущих по всевозможным направлениям. Диффузное отражение обусловлено наличием различно ориентированных шероховатых поверхностей с неровностями, превышающими длины волн радиации. Примерами шероховатых поверхностей в природе являются:

- а) поверхность почвы, состоящая из комочков земли;
- б) поверхность снежного покрова, образованная снежинками;
- в) поверхность воды, на которой наблюдается рябь.

Для характеристики отражательной способности поверхности почвы, воды, снега, льда и т.д. при зеркальном отражении лучистой энергии в гидрометеорологии используют коэффициент отражения r , а при диффузном – коэффициент A – альbedo.

Альbedo – это отношение интенсивности радиации, отраженной данной поверхностью, к интенсивности радиации (прямой и рассеянной), падающей на нее, в процентах или в долях единицы.

В настоящее время рассчитаны таблицы значений альbedo для различных поверхностей в зависимости от географической широты ее месторасположения и высоты стояния Солнца (табл. 2.1).

Таблица 2.1

Типичные значения альbedo для различных поверхностей

Характеристика поверхности	A , %	Характеристика поверхности	A %
Влажная почва	5-10	Весенний тающий снег	30-40
Чернозем	15	Чистый лед	12
Сухая глинистая почва	30	Малопрозрачный (с пузырьками воздух) лед	20-30
Светлый песок	35-40	Талый лед	30-40
Травяной покров	20-25	Вода при прямой радиации:	
Лес	5-20	солнце у горизонта	70-80
Свежевыпавший снег	70-90	высокое солнце	2
Влажный снег	60-70	Вода при рассеянной радиации	~10

Поглощение и пропускание лучистой энергии. Часть лучистой энергии от внешнего источника излучения проникает внутрь тела, представляющего собой прозрачную или полупрозрачную среду для тепловых лучей. В первом случае среда характеризуется *коэффициентом пропускания d* , а во втором – *коэффициентом поглощения a* . При прохождении лучистой энергии через полупрозрачную среду (вода, снег, лед и т.д.) она частично поглощается, частично рассеивается, а некоторая доля её, в зависимости от толщины слоя среды, может пройти сквозь толщу и поглотиться подстилающей поверхностью. Поглощение, рассеивание и пропускание среды зависит от физической природы и формы тела, а также от длины волны излучения. Рассмотрим роль последнего фактора на примере следующих прозрачных тел: оконного стекла и воды. Оконное стекло пропускает видимые лучи, в малой степени является проницаемым для тепловых лучей и в то же время является непроницаемым для ультрафиолетовых лучей. Для воды характерно пропускание видимых лучей, полное поглощение тепловых и только частичное поглощение ультрафиолетовых. Следовательно, вода является «прозрачной» для световых лучей и «непрозрачной» для тепловых. Тепловые лучи поглощаются в основном в самых верхних ее слоях. Так, слоем воды толщиной 0,1 м поглощается 55% всей падающей на ее поверхность лучистой энергии.

Результаты наблюдений за проникающей радиацией, выполненные на различных водных объектах РФ показывают, что убывание радиации с глубиной в озере Красавица и Цимлянском водохранилище происходит очень быстро. На глубине 1 м радиация составляет всего лишь сотые доли падающей на водную поверхность. В озере Севане и Черном море радиация проникает глубже, что объясняется повышенной прозрачностью этих водоемов.

Лучистая энергия Солнца, проникающая в почву, повышает ее температуру. Земная поверхность, в свою очередь, излучает теплоту. Разность между собственным излучением земной поверхности и поглощаемым ею встречным излучением атмосферы называют *эффективным излучением земной поверхности* – $I_{эф}$. Эффективное излучение зависит от температуры излучающей поверхности и воздуха, а также от влажности и стратификации в приземном слое атмосферы.

Разность между поглощенной суммарной радиацией и эффективным излучением земной поверхности называют *радиационным балансом земной поверхности* и записывают в следующем виде:

$$Q_R = I - I_{\text{эф}} \quad (2.17)$$

или

$$Q_R = (1 - A) (Q_{\text{п.р}} + q_{\text{р.р}}) - I_{\text{эф}}, \quad (2.18)$$

где $(Q_{\text{п.р}} + q_{\text{р.р}})$ и $I_{\text{эф}}$ – суммарная солнечная радиация и эффективное излучение при облачности.

2.6. Количественная оценка теплоты при изменении агрегатного состояния вещества

В природе встречаются среды, в которых при изменении их агрегатного состояния происходит либо поглощение теплоты, либо ее выделение. К таким средам, в первую очередь, следует отнести воду, снег, пар, мерзлый грунт.

Так, процессы испарения воды, возгонки льда и снега, таяния снега, льда и мерзлого грунта сопровождаются поглощением теплоты, а обратные процессы – замерзание воды, конденсация и сублимация водяного пара – её выделением. При переходе воды в пар поглощается теплота в количестве 2500 кДж/кг, а при обратном процессе – конденсации – выделяется такое же количество теплоты. При переходе воды в лед выделяется 334 кДж/кг, а при обратном процессе – плавлении льда – поглощается такое же количество теплоты.

В теории теплопередачи выделение теплоты рассматриваемой средой в окружающее ее пространство, принято называть *источником*, поглощение теплоты этой среды из окружающего пространства – *стоком*. Количество теплоты характеризуется интенсивностью тепловыделения или теплопоглощения и зависит от мощности источников и стоков.

1. Количественная оценка теплообмена при испарении воды. Количество теплоты, теряемой водой при ее испарении (теплоотдача в атмосферу) или приобретаемой при конденсации, в расчете на единицу площади поверхности, определяется по формуле

$$Q_{и} = L_{и}\rho E, \quad (2.19)$$

где $Q_{и}$ в Вт/м²;

$L_{и}$ – удельная теплота испарения (для практических целей в диапазоне температуры воды от 0 до 30°C ее принимают приблизительно равной 2500 кДж/кг (теплота конденсации) воды;

ρ – плотность воды;

E – слой испарившейся (сконденсировавшейся) воды в единицу времени, м/ч.

2. *Количественная оценка теплообмена при замерзании воды.* Количество теплоты, выделяемой объемом воды с единичной площадью поверхности в окружающую среду при ее замерзании или приобретаемой из окружающей среды при обратном процессе, т.е. плавлении льда и снега, определяется по формуле

$$Q_{кр} = L_{кр}\rho h, \quad (2.20)$$

где $Q_{кр}$ в Вт/м²;

$L_{кр}$ – удельная теплота кристаллизации воды (удельная теплота плавления льда – $L_{пл}$);

ρ – плотность воды;

h – слой кристаллизующейся воды в единицу времени, м/ч.

2.7. Количественная оценка теплопередачи

Рассмотрим теплопередачу от воды к воздуху через стенку при стационарном режиме.

Тепловые потоки – подходящий к нижней поверхности и уходящий от верхней поверхности стенки определим по закону Ньютона (2.12), записанному следующим образом:

от воды к стенке

$$Q = \alpha_1 F(t_g - t_{п.н}), \quad (2.21)$$

от стенки к воздуху

$$Q = \alpha_2 F(t_{п.в} - \theta), \quad (2.22)$$

где Q – тепловой поток через стенку площадью F ;

α_1 и α_2 – коэффициент теплоотдачи, соответственно, от воды к стенке и от стенки к воздуху;

$t_{в}$ и θ – температура окружающих сред (воды и воздуха);

$t_{п.н}$ и $t_{п.в}$ – температура нижней и верхней поверхностей стенки.

Тепловой поток через стенку, определяемый молекулярной теплопроводностью, найдем по закону Фурье, записанному в конечных разностях:

$$Q = (\lambda/\delta)F(t_{п.н} - t_{п.в.}), \quad (2.23)$$

где λ – коэффициент теплопроводности материала стенки;

δ – толщина стенки.

Решив уравнения (2.21-2.23) относительно разности температур, получим выражение

$$q = Q/F = (t_b - \theta)/(1/\alpha_1 + \delta/\lambda + 1/\alpha_2). \quad (2.24)$$

Знаменатель данного выражения носит название *термического сопротивления системы* (в нашем случае система вода-стенка-воздух) и обозначается индексом R :

$$R = 1/\alpha_1 + \delta/\lambda + 1/\alpha_2. \quad (2.25)$$

где $1/\alpha_1$ и $1/\alpha_2$ – *внешние термические сопротивления*;

δ/λ – *термическим сопротивлением стенки*.

Величина, обратная термическому сопротивлению, носит название *проводимости*, или *коэффициента теплопередачи*:

$$K = \frac{1}{R} = 1/(1/\alpha_1 + \delta/\lambda + 1/\alpha_2). \quad (2.26)$$

Формула для удельного теплового потока от воды к воздуху с учетом коэффициента теплопередачи K примет вид

$$q = K(t_b - \theta), \quad (2.27)$$

тогда общий поток через поверхность

$$Q = KF(t_b - \theta). \quad (2.28)$$

Разность значений температуры $(t_b - \theta)$ в этой формуле называют *температурным напором*.

Из формулы (2.28) следует, что при необходимости увеличить теплоотдачи Q нужно уменьшить термическое сопротивление стенки и, наоборот, для снижения теплоотдачи – повысить его.

2.8. Дифференциальное уравнение теплопроводности

Рассмотренные выше основные закономерности тепловых процессов, протекающих в природе, описывают стационарные температурные поля. Однако часто приходится сталкиваться с нестационарными температурными полями, т.е. с такими полями, значения температуры которых меняются в каждой точке во

времени. Для них закон Фурье справедлив, если рассматривать его в каждый момент времени. Тепловой процесс, протекающий во времени, можно описать дифференциальным уравнением. Такое уравнение также получено Фурье. В основе этого уравнения лежит закон сохранения энергии, который в рассматриваемом случае может быть сформулирован следующим образом: *количество теплоты, введенное в элементарный объем извне за время dt вследствие теплопроводности, равно изменению внутренней энергии вещества, содержащегося в этом объеме.* То есть изменение температуры этого объема в трех направлениях (соответственно, по осям x, y, z) за время dt

$$\partial t / \partial \tau = a (\partial^2 t / \partial x^2 + \partial^2 t / \partial y^2 + \partial^2 t / \partial z^2), \quad (2.29)$$

где $a = \lambda / (c\rho)$ – коэффициент температуропроводности.

Уравнение (2.29) носит название *дифференциального уравнения теплопроводности* в декартовых координатах (в частных производных).

Обозначив

$$\partial^2 t / \partial x^2 + \partial^2 t / \partial y^2 + \partial^2 t / \partial z^2 = \nabla^2 t, \quad (2.30)$$

где $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ – оператор Лапласа, получим:

$$\partial t / \partial \tau = a \nabla^2 t. \quad (2.31)$$

Уравнение (2.29) описывает нестационарное пространственное температурное поле. Для нестационарного двухмерного температурного поля оно имеет вид

$$\partial t / \partial \tau = a (\partial^2 t / \partial x^2 + \partial^2 t / \partial y^2), \quad (2.32)$$

а для нестационарного одномерного –

$$\partial t / \partial \tau = a \partial^2 t / \partial x^2. \quad (2.33)$$

Если наблюдается температурное поле с постоянной температурой, т.е. $\partial t / \partial \tau = 0$, то дифференциальное уравнение теплопроводности (2.29) принимает вид уравнения Лапласа:

$$\partial^2 t / \partial x^2 + \partial^2 t / \partial y^2 + \partial^2 t / \partial z^2 = 0. \quad (2.34)$$

Соответственно, для двухмерного температурного поля

$$\partial^2 t / \partial x^2 + \partial^2 t / \partial y^2 = 0, \quad (2.35)$$

для одномерного –

$$\partial^2 t / \partial x^2 = 0. \quad (2.36)$$

Температурные поля, описываемые уравнениями (2.34)-(2.36), носят название стационарных температурных полей. Из этих уравнений следует, что температурные поля тел при стационарном режиме не зависят от коэффициента температуропроводности a и, следовательно, от коэффициента теплопроводности λ .

2.9. Дифференциальное уравнение теплопроводности с источником теплоты

При рассмотрении уравнения теплопроводности (2.29) предполагалось отсутствие внутренних источников или стоков теплоты. Однако есть среды, внутри которых могут протекать те или иные процессы с выделением (источник) или поглощением (сток) теплоты. К таким средам, как уже отмечалось выше, относятся вода, лед, снег, пар, а также металлы, бетон, химические и другие вещества. Процесс испарения воды, таяния льда и снега сопровождается поглощением теплоты, а обратный ему процесс (замерзание воды) – выделением теплоты; прохождение лучистой энергии сквозь прозрачную среду и электрического тока по проводникам сопровождается их нагреванием; растворение в воде или выделение из раствора осадка многих химических веществ также сопровождается поглощением или выделением теплоты. При этом теплота источника или стока может зависеть не только от координат тела, но и от его температуры и ее распределения в теле.

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right) + \frac{1}{c\rho} W \quad (2.37)$$

или

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \nabla^2 t + \frac{1}{c\rho} W. \quad (2.38)$$

где W – интенсивность источника.

В том случае, когда в среде имеют место поглотители (сток) тепловой энергии, перед вторым слагаемым правой части уравнения следует ставить знак «минус».

2.10. Условия однозначности

Полученное выше дифференциальное уравнение теплопроводности описывает явление передачи теплоты в самом общем виде. Чтобы решить с помощью этого уравнения конкретную задачу, отличающуюся какими-либо условиями от сотни других задач, необходимо сформулировать для нее еще и так называемые условия однозначности – совокупность всех условий, которыми задача однозначно определяется (само уравнение теплопроводности или теплового баланса в них не входит).

Условия однозначности состоят:

- из геометрических условий, характеризующих форму и размеры тела или системы тел, в которых протекает тепловой процесс;
- из физических условий, характеризующих физические свойства рассматриваемой среды и тела;
- из временных условий, характеризующих распределение температуры в рассматриваемой среде или теле в начальный момент времени. По этой причине эти условия называют еще и начальными условиями;
- из граничных условий, характеризующих взаимодействие рассматриваемого тела с окружающей его средой.

Совокупность последних двух условий (начальных и граничных) называется краевыми условиями, так как первые находятся на начальном «краю» времени, а вторые – на геометрических «краях» тела.

Начальные условия заключаются в задании распределения поля значений температуры в начальный момент времени ($\tau = 0$), т.е. предшествующий расчетному. Они должны быть заданы в виде функций:

$$t_{\tau=0} = f_1(x, y, z) \text{ – для пространственной задачи,}$$

$$t_{\tau=0} = f_2(x, y) \text{ – для плоской задачи,}$$

$$t_{\tau=0} = f_3(x) \text{ – для линейной задачи.}$$

В большинстве случаев эти условия могут быть заданы с достаточной определенностью в виде конкретной функции, таблицы или в форме графика (например, распределение температуры по толщине слоя воды).

Граничные условия – тепловые условия у поверхности тела, которые задаются в более сложном виде. При решении задач теплопроводности принято различать четыре наиболее часто встречающихся способа задания граничных условий, так называемые граничные условия первого, второго, третьего, четвертого и пятого рода.

1. Граничные условия первого рода заключаются в том, что задается температура во всех точках поверхности тела в течение времени τ :

$$t_n = f_4(X, Y, Z, \tau), \quad (2.39)$$

где X, Y, Z – координаты поверхности.

2. Если количество теплоты, поступающей извне в тело, известно (или задано), то такое граничное условие называют граничным условием второго рода и оно заключается в том, что задается удельный тепловой поток по закону Фурье через поверхность тела в течение времени τ :

$$q_n = -\lambda \partial t / \partial n. \quad (2.40)$$

Как и в предыдущем случае, эта функция может быть произвольной и непрерывной:

$$q_n = f_5(X, Y, Z, \tau). \quad (2.41)$$

3. Граничные условия третьего рода заключаются в задании температуры поверхности тела и окружающей его среды и задании теплообмена (коэффициента теплопередачи) между поверхностью этого тела и окружающей средой по закону Ньютона (2.21) или (2.22). Таким образом, количество теплоты, отдаваемое (или получаемое) единицей поверхности с температурой t_n за единицу времени в окружающую среду с температурой t_c , прямо пропорционально разности температуры поверхности и окружающей среды:

$$q_n = a (t_n - t_c). \quad (2.42)$$

Количество теплоты, отдаваемое (или получаемое) поверхностью в окружающую среду и определяемое по формуле (2.42), должно быть равно количеству теплоты, подводимому к этой поверхности за счет теплопроводности, которое определяется по закону Фурье (2.40). Приравняв эти потоки, получим новое выражение для задания граничных условий третьего рода:

$$\left. \frac{\partial t}{\partial n_n} \right| = -\frac{a}{\lambda}(t_n - t_c), (2.43)$$

где $\left. \frac{\partial t}{\partial n_n} \right|$ – градиент температуры у поверхности и по нормали к ней.

В условии (2.43) должны быть заданы коэффициент теплоотдачи a и температура окружающей тело среды t_c .

4. Граничные условия четвертого рода заключаются в том, что задается равенство температуры на поверхности раздела двух тел или тела с окружающей средой при подходе к ней с двух сторон, а также удельных тепловых потоков по закону Фурье в предположении, что между этими телами осуществляется идеальный контакт.

5. При наличии на поверхности тела слоя, имеющего очень высокую теплопроводность, например, слоя ветрового перемешивания в водохранилище, и заданного количества теплоты, поступающего в слой извне, имеем граничное условие пятого рода.

Практически важным является граничное условие четвертого рода при наличии на границе источника (стока) теплоты, возникающего при изменении агрегатного состояния.

Возможны и некоторые другие граничные условия. Так, часто встречается совмещение граничных условий второго и третьего родов, которое производится путем замены действительной температуры окружающей среды эквивалентным значением.

2.11. Методы решения задач

Задача о распределении температуры в пределах заданного поля и в расчетный период времени с помощью полученных выше уравнений требует знания методов их решения.

За 175 лет со дня выхода в свет «Аналитической теории тепла» – теория теплообмена обогатилась рядом различных методов.

Все эти методы могут быть распределены по следующим группам: аналитические, конечных разностей (графический, численный), исследования температурных полей на моделях (физический), аналоговых и счетных машин.

К настоящему времени наиболее разработаны методы решения уравнения теплопроводности для одномерных задач, с которыми преимущественно имеют дело гидрологи и гидротехники.

Аналитические методы решения уравнения теплопроводности состоят в том, что, пользуясь полной математической формулировкой задачи, находят ее аналитическое решение. При этом следует искать уже готовое решение, а не новое. Для этого необходимо обратиться, прежде всего, к монографиям Г. Карслоу и Д. Егер, А.В. Лыкова и других авторов, в которых приведен набор решений различных задач. При отсутствии готового решения целесообразно попытаться найти его в виде суммы (комбинации) имеющихся решений, пользуясь известным принципом суперпозиции. Достоинством этих методов является точность решений. Она зависит лишь от точности исходных данных и производимых вычислений. При решении задачи возможно использование ЭВМ. Температура рассчитывается для любой точки тела и для любого момента времени независимо от расчетов за предшествующие интервалы времени. Недостатком является ограниченность круга задач, для которых могут быть получены решения.

Метод конечных разностей состоит в том, что в дифференциальном уравнении теплопроводности, которое следует решить, все бесконечно малые разности (дифференциалы) заменяются конечными, но малыми разностными величинами. Следовательно, истинное непрерывное в пространстве распределение температуры и непрерывный её ход во времени заменяется приближенными прерывистыми значениями, осредняющими температуру конечных малых участков тела Δx , Δy , Δz и малых промежутков времени Δt . Достоинством метода является возможность решить весьма сложные задачи, в том числе для тел произвольной формы. Метод позволяет использовать ЭВМ. К недостаткам метода относятся отсутствие общего решения задачи, необходимость производства вычислений для всего тела и для всего периода, предшествующего моменту времени, для которого производится вычисление температуры, трудоемкость метода.

Метод исследования температурных полей на моделях (физическое моделирование) является экспериментальным методом решения теплотехнических задач. Он опирается на теорию подобия и применяется в тех случаях, когда аналитические и другие методы не могут дать ответ. Суть метода состоит в том, что исследование процессов и явлений, протекающих в изучаемом объекте, заменяется исследованием их протекания на его модели. Данные, полученные на модели, позволяют судить о тех же процессах и явлениях, протекающих на объекте. Существенным достоинством данного метода является возможность решения сложных задач и исследования недоступных объектов.

Метод аналоговых и счетных машин (метод аналогий) состоит в том, что решение тепловой задачи заменяют уже имеющимся решением задачи другой физической сущности, в которой уравнения и краевые условия совпадают с первой задачей, хотя размерности у них различны (метод ЭТА).

Вопросы для самоконтроля

1. Что такое температурное поле? Какие температурные поля называют стационарными, нестационарными?
2. Какие линии называют изотермами?
3. Дайте понятие теплового потока, удельного теплового потока.
4. Сформулируйте и запишите закон Фурье.
5. Каков физический смысл коэффициента теплопроводности?
6. Что такое теплопередача и теплоотдача?
7. Перечислите формы передачи теплоты.
8. Сформулируйте и запишите дифференциальное уравнение теплопроводности.
9. В чем заключаются условия однозначности?
10. Какие методы решения задач вы знаете?

ГЛАВА 3. СТАЦИОНАРНОЕ И НЕСТАЦИОНАРНОЕ ТЕМПЕРАТУРНОЕ ПОЛЕ

3.1. Теплопроводность плоского тела, в том числе с внутренним источником теплоты

Однослойное плоское тело. Рассмотрим задачу о распределении температуры в теле (среде) при стационарном режиме.

Условимся под однослойным плоским телом понимать всякое тело, имеющее ограниченные размеры по высоте (тело, имеющее толщину) и неограниченные размеры по двум другим направлениям (в плане). Такое тело носит название пластины. В рассматриваемых задачах в качестве однослойного плоского тела могут быть приняты ледяной или снежный покров, слой почвогрунта или воды, стенки гражданских и промышленных сооружений.

Рассмотрим плоское тело толщиной δ , направление которой совпадает с осью z декартовой системы координат, и неограниченного протяжения по направлению двух других осей x и y .

Пусть на поверхностях тела поддерживается постоянная температура t_1 и t_2 (стационарная задача).

При стационарном тепловом режиме температура тела во времени остается постоянной. Поэтому в дифференциальном уравнении теплопроводности без источников и стоков теплоты (2.29), которое позволяет определить температуру в зависимости от времени и координат в любой точке поля, производная $\partial t / \partial \tau = 0$. В связи с этим обстоятельством, а также ввиду того, что рассматривается одномерная задача, температура изучаемого тела будет функцией только одной координаты. Поэтому уравнение запишется в виде

$$d^2 t / dz^2 = 0.$$

Интегрирование этого уравнения приводит к следующим решениям:

$$\begin{aligned} dt / dz &= C_1; \quad dt = C_1 dz, \\ t &= C_1 z + C_2, \end{aligned} \tag{3.1}$$

где C_1 и C_2 – постоянные интегрирования, которые могут быть определены при граничных условиях первого рода, названных выше, т.е.:

$$\begin{aligned} 1) \text{ при } z = 0, \quad t &= t_1; \\ 2) \text{ при } z = \delta \quad t &= t_2. \end{aligned} \tag{3.2}$$

Из уравнения (3.1) следует, что распределение температуры по координате z подчиняется закону прямой. Если это распределение изучается в ледяном покрове, то $t_1 < t_2$. Тепловой поток в этом случае направлен снизу вверх.

Подставив первое граничное условие из системы (3.2) в уравнение (3.1), получим

$$C_2 = t_1, \quad (3.3)$$

а подставив второе, с учетом равенства (3.3)

$$t_2 = C_1 \delta + t_1, \quad (3.4)$$

откуда

$$C_1 = (t_2 - t_1) / \delta. \quad (3.5)$$

В конечном счете уравнение (3.1), представляющее собою прямую, примет вид

$$t = t_1 + z(t_2 - t_1) / \delta. \quad (3.6)$$

Уравнение (3.6) определяет распределение температуры по толщине однослойного плоского тела.

При втором граничном условии (3.2) уравнение (3.6) можно представить в виде равенства

$$(t_2 - t_1) / \delta = (t_2 - t_1) / \delta, \quad (3.7)$$

из которого, заменив левую часть по закону Фурье, получим

$$q / \lambda = -(t_2 - t_1) / \delta = (t_1 - t_2) / \delta \quad (3.8)$$

или удельный расход теплоты через однослойное плоское тело

$$q = \lambda(t_1 - t_2) / \delta. \quad (3.9)$$

Многослойное плоское тело. Рассмотрим теперь плоское тело, состоящее из n слоев толщиной $\delta_1, \dots, \delta_n$ и с коэффициентами теплопроводности $\lambda_1, \dots, \lambda_n$. Слои тела плотно прижаты друг к другу. Прообразом такого многослойного плоского тела (многослойной стенки или толщи) может выступать, например, снежно-ледяной покров (рис. 3.1). При граничных условиях первого рода должна быть задана температура на поверхностях многослойного тела: на поверхности снега $-t_1$ и на нижней поверхности льда $-t_{n+1}$. Задачей в этом случае является установление температуры на границах каждого слоя и расхода теплоты через всю многослойную толщу. При трехслойной толще, как в нашем примере, должна быть задана температура t_1 и t_4 , а определяются t_2 и t_3 .

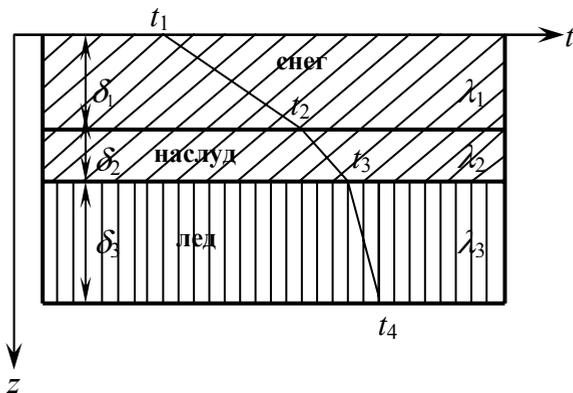


Рис. 3.1. Теплопроводность многослойной толщци при граничных условиях первого рода

Если в слоях толщци нет источников и стоков теплоты, то, по закону сохранения энергии, теплота, вошедшая в первый слой, должна пройти все слои толщци без ее увеличения и потерь.

Согласно уравнению (3.9) для каждого слоя толщци, состоящей из n слоев, можно записать систему уравнений:

$$\begin{aligned}
 q &= (\lambda_1 / \delta_1)(t_1 - t_2), \\
 q &= (\lambda_2 / \delta_2)(t_2 - t_3), \\
 &\dots\dots\dots \\
 q &= (\lambda_n / \delta_n)(t_n - t_{n+1}).
 \end{aligned}
 \tag{3.10}$$

Перепишем систему уравнений относительно разности значений температуры в каждом слое и, складывая почленно левые и правые части системы, в результате получим

$$t_1 - t_{n+1} = q(\delta_1 / \lambda_1 + \dots\dots\dots + \delta_n / \lambda_n).
 \tag{3.11}$$

Далее определим выражение для удельного теплового потока многослойного плоского тела:

$$q = (t_1 - t_{n+1}) / (\delta_1 / \lambda_1 + \dots\dots\dots + \delta_n / \lambda_n).
 \tag{3.12}$$

Решение уравнения (3.11) относительно температуры t_{n+1} , дает

$$t_{n+1} = t_1 - q(\delta_1 / \lambda_1 + \dots\dots\dots + \delta_n / \lambda_n).
 \tag{3.13}$$

Используя выражение (3.13), можно найти температуру на границе между интересующими нас слоями толщи. В данном случае под индексом n необходимо подразумевать номер i -того слоя толщи, для внутренней границы которой отыскивается температура. Например, температура на границе между первым и вторым слоями толщи

$$t_2 = t_1 - q(\delta_1 / \lambda_1).$$

Ход температуры внутри многослойной плоской толщи представляет собой ломаную линию. Внутри каждого слоя температура изменяется согласно уравнению

$$t_{i,z} = t_i - q(z_i / \lambda_i),$$

где z_i – расстояние внутри рассматриваемого i -го слоя от поверхности предыдущего слоя, температура на границе между которыми равна t_i .

В ряде случаев внутри объема рассматриваемого тела появляется или расходуется теплота за счет внутренних источников или стоков W .

При этом распределение температуры по толщине плоского тела:

$$t = t_n + \frac{W}{2\lambda}(\delta^2 - z^2), \quad (3.14)$$

где δ – половина толщины слоя

t_n – температура поверхности тела;

z – координата;

λ – коэффициент теплопроводности (рис. 3.2).

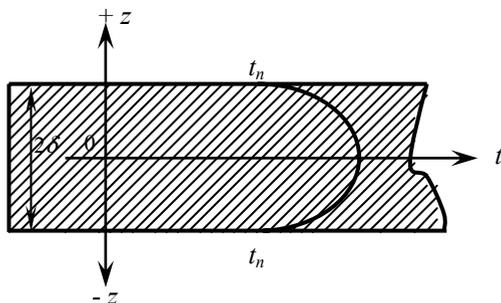


Рис. 3.2. Теплопроводность плоского тела с внутренним источником теплоты

Из этого уравнения найдем температуру на оси симметрии тела, подставив в него $z = 0$:

$$t_{\text{макс}} = t_n + \frac{W}{2\lambda} \delta^2.$$

Решим полученное уравнение относительно перепада температуры между осью симметрии и поверхностью тела:

$$t_{\text{макс}} - t_n = \frac{W}{2\lambda} \delta^2.$$

С учетом закона Фурье (при $z = \delta$) для удельного теплового потока через обе поверхности плоского тела с внутренним источником теплоты получим формулу:

$$q = W\delta. \quad (3.15)$$

3.2. Численный метод решения уравнения теплопроводности для одномерного температурного поля

Одномерное температурное поле при нестационарном режиме подчиняется уравнению теплопроводности, записанному в следующем виде:

$$\partial t / \partial \tau = a \partial^2 t / \partial z^2. \quad (3.16)$$

Задачи с одномерными температурными полями встречаются очень часто в практической деятельности гидрологов и гидротехников, связанной с изучением температурного режима снежного и ледяного покровов, почвы, грунтов и т.д.

Наиболее простым методом решения этого уравнения является метод конечных разностей (метод Шмидта), который состоит в следующем: уравнение (3.16) в конечных разностях записывается в следующем виде:

$$\Delta t / \Delta \tau = a \Delta^2 t / \Delta z^2. \quad (3.17)$$

Раскрывая смысл второй производной от температуры по координате z , получим

$$\begin{aligned} \frac{\Delta^2 t}{\Delta z^2} &= \frac{\left. \frac{\Delta t}{\Delta z} \right|_{3-4} - \left. \frac{\Delta t}{\Delta z} \right|_{2-3}}{\Delta z} = \frac{t_{z+\Delta z, \tau_0} - t_{z, \tau_0}}{\Delta z^2} - \frac{t_{z, \tau_0} - t_{z-\Delta z, \tau_0}}{\Delta z^2} = \\ &= \frac{2}{\Delta z^2} \left(\frac{t_{z+\Delta z, \tau_0} - t_{z-\Delta z, \tau_0}}{2} - t_{z, \tau_0} \right). \end{aligned} \quad (3.18)$$

Решив совместно уравнения (3.17) и (3.18), получаем:

$$\Delta t = \frac{2a\Delta\tau}{\Delta z^2} \left(\frac{t_{z+\Delta z, \tau_0} - t_{z-\Delta z, \tau_0}}{2} - t_{z, \tau_0} \right).$$

Принимая
$$\frac{2a\Delta\tau}{\Delta z^2} = 1,$$

найдем

$$t_{z, \tau_0} + \Delta t = t_{z, \tau_0 + \Delta\tau} = (t_{z+\Delta z, \tau_0} + t_{z-\Delta z, \tau_0}) / 2.$$

Графически данный метод можно представить в виде кривых (рис. 3.3).

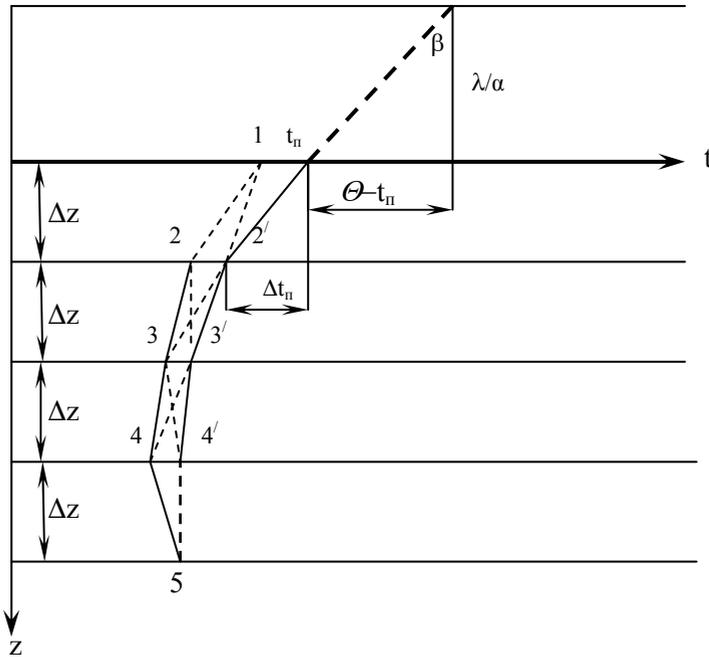


Рис. 3.3. Пример построения температурных кривых методом конечных разностей при граничных условиях первого и третьего родов

Вначале вычерчивается в выбранном масштабе для t и z температурная кривая для начального момента времени (начальные условия), которая задается по условиям поставленной задачи.

Затем штрих-пунктиром последовательно соединяются точки 1-3, 2-4, 4-6 и т.д. В местах пересечения этих штриховых линий с горизонтальными прямыми, проходящими через точки 2, 3, 4, 5 и т.д., получаем значения температуры в точках 2', 3', 4', 5' и т.д. на момент времени $\tau_0 + \Delta t$. Температура на поверхности в точке 1' для этого момента задана граничными условиями. Принимая полученную температурную кривую за начальную, повторяем графическое построение и получаем третью кривую на момент времени $\tau_0 + 2\Delta t$. Эти простые построения выполняют на весь расчетный период.

3.3. Аналитические методы решения уравнения теплопроводности

Для решения уравнения теплопроводности метод конечных разностей тогда имеет преимущества, когда начальные и граничные условия достаточно сложны и не могут быть выражены простой аналитической зависимостью. В большинстве случаев представляется возможным пожертвовать сложностью условий и обратиться к аналитически решенной задаче, подобрав наиболее подходящее решение по начальным и граничным условиям. В настоящее время аналитическим путем решено очень большое количество одномерных задач теплопроводности.

А.В. Лыков, например, рассматривает четыре метода решения уравнения теплопроводности в условиях одномерной задачи: метод разделения переменных, метод источников, операционный метод, метод конечных интегральных преобразований [8].

В дальнейшем остановимся только на первом методе, получившем наибольшее распространение.

Метод разделения переменных при решении уравнения теплопроводности

Дифференциальное уравнение теплопроводности в условиях одномерной задачи и без источников теплоты имеет вид

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}. \quad (3.19)$$

Это уравнение является частным случаем однородного дифференциального уравнения с постоянными коэффициентами для некоторой функции t от двух переменных x и τ :

$$a_1 \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + b_1 \frac{\partial^2 t}{\partial x \partial \tau} + c_1 \frac{\partial^2 t}{\partial \tau^2} + d_1 \frac{\partial t}{\partial x} + l_1 \frac{\partial t}{\partial \tau} + f_1 t = 0. \quad (3.20)$$

Легко проверить, что частным решением этого уравнения будет выражение

$$t = C \exp(\alpha x + \beta \tau). \quad (3.21)$$

Действительно:

$$\begin{aligned} \partial t / \partial x &= \alpha C \exp(\alpha x + \beta \tau); \quad \partial t / \partial \tau = \beta C \exp(\alpha x + \beta \tau); \\ \partial^2 t / \partial x^2 &= \alpha^2 C \exp(\alpha x + \beta \tau); \\ \partial^2 t / \partial \tau^2 &= \beta^2 C \exp(\alpha x + \beta \tau); \quad \partial^2 t / (\partial x \partial \tau) = \alpha \beta C \exp(\alpha x + \beta \tau). \end{aligned} \quad (3.22)$$

Совместное решение последних семи уравнений дает

$$a_1 \alpha^2 + b_1 \alpha \beta + c_1 \beta^2 + d_1 \alpha + l_1 \beta + f_1 = 0. \quad (3.23)$$

Полученное уравнение называется *уравнением коэффициентов*.

Переходя к уравнению (3.19) и сопоставляя его с (3.20), заключаем, что

$$b_1 = c_1 = d_1 = f_1 = 0; \quad a_1 = -\alpha; \quad l_1 = 1. \quad (3.24)$$

Уравнение коэффициентов (3.23) для частного случая (3.19) приобретает вид

$$-\alpha^2 a + \beta = 0 \quad (3.26)$$

или

$$\beta = \alpha^2 a. \quad (3.27)$$

Таким образом, частное решение (3.21) является интегралом дифференциального уравнения (3.19) и с учетом (3.27) выражается как

$$t = C \exp(\alpha^2 a \tau + \alpha x). \quad (3.28)$$

В этом уравнении можно задавать любые значения чисел для C , α , a .

Выражение (3.28) может быть представлено в виде произведения

$$t = C \exp(\alpha^2 a \tau) \exp(\alpha x), \quad (3.29)$$

где $\exp(\alpha^2 a \tau)$ – функция только времени τ ;

$\exp(\alpha x)$ – только расстояния x ;

$$\exp(\alpha^2 a \tau) = f(\tau); \quad \exp(\alpha x) = \varphi(x). \quad (3.30)$$

С увеличением времени τ температура во всех точках непрерывно растет и может стать выше заданной, что в практических задачах не встречается. Поэтому обычно берут только такие значения a , при которых α^2 отрицательно, что возможно при чисто мнимой величине.

Примем

$$\alpha = \pm i q, \quad (3.31)$$

где q – произвольное действительное число (ранее значком q обозначали удельный тепловой поток);

$$i = \sqrt{-1}.$$

В этом случае уравнение (3.29) переходит в

$$t = C \exp(-q^2 a \tau) \exp(\pm i q x). \quad (3.32)$$

Обращаясь к известной формуле Эйлера

$$\exp(\pm i x) = \cos x \pm i \sin x \quad (3.33)$$

и пользуясь ею, преобразуем уравнение (3.32). Получим два решения в комплексном виде:

$$\left. \begin{aligned} t_1 + i t_2 &= C_1 \exp(-q^2 a \tau) [\cos(qx) + i \sin(qx)], \\ t_1 + i t_2 &= C_2 \exp(-q^2 a \tau) [\cos(qx) + i \sin(qx)] \end{aligned} \right\} \quad (3.34)$$

Суммируем левые и правые части уравнений (3.34), затем отделяем действительные и мнимые части суммы и приравняем их. В результате получаем два решения:

$$\left. \begin{aligned} t_1 &= [(C_1 + C_2)/2] \exp(-q^2 a \tau) \cos(qx), \\ t_1 &= [(C_1 - C_2)/2] \exp(-q^2 a \tau) \sin(qx). \end{aligned} \right\} \quad (3.35)$$

Введя обозначения

$$(C_1 + C_2)/2 = D; \quad (C_1 - C_2)/2 = C, \quad (3.36)$$

будем иметь два решения, удовлетворяющие дифференциальному уравнению теплопроводности (3.19):

$$t_1 = D \exp(-q^2 a \tau) \cos(qx); \quad t_2 = C \exp(-q^2 a \tau) \sin(qx). \quad (3.37)$$

Известно, что если искомая функция имеет два частных решения, то и сумма этих частных решений будет удовлетворять исходному дифференциальному уравнению (3.19), тогда

$$t = C \exp(-q^2 a \tau) \sin(qx) + D \exp(-q^2 a \tau) \cos(qx). \quad (3.38)$$

Окончательно общее решение, удовлетворяющее этому уравнению, можно записать в следующем виде:

$$t = \sum_{i=1}^{\infty} C_i \exp(-q_m^2 a \tau) \sin(q_m x) + \sum_{i=1}^{\infty} D_i \exp(-q_n^2 a \tau) \cos(q_n x). \quad (3.39)$$

Любые значения q_m , q_n , C_i , D_i в уравнении (3.39) будут удовлетворять уравнению (3.19). Конкретизация в выборе этих значений будет определяться начальными и граничными условиями каждой частной практической задачи, причем значения q_m и q_n находятся из граничных условий, а C_i и D_i — из начальных.

Помимо общего решения уравнения теплопроводности (3.39), в котором имеет место произведение двух функций, одна из которых зависит от x , а другая — от τ , существуют еще решения, в которых такое разделение невозможно, например

$$t = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \frac{C}{\sqrt{4a\tau}} \exp\left[-(q-x)^2/(4a\tau)\right] \quad (3.40)$$

$$t = C \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\eta=x/\sqrt{4a\tau}} e^{-\eta^2} d\eta. \quad (3.41)$$

Оба решения удовлетворяют уравнению теплопроводности, в чем легко убедиться, продифференцировав их сначала по τ , а затем 2 раза по x и подставив результат в дифференциальное уравнение (3.19).

Частный пример нестационарного температурного поля в стенке

Рассмотрим пример применения полученного выше решения.

Исходные данные

1. Дана бетонная стенка толщиной $2X = 0,80$ м.
2. Температура окружающей среды $\theta = 0^\circ\text{C}$.
3. В начальный момент времени температура стенки во всех точках $F(x) = 1^\circ\text{C}$.

4. Коэффициент теплоотдачи стенки $\alpha = 12,6$ Вт/(м²·К); коэффициент теплопроводности стенки $\lambda = 0,7$ Вт/(м·К); плотность материала стенки $\rho = 2000$ кг/м³; удельная теплоемкость $c = 1,13 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К); коэффициент температуропроводности $a = 1,1 \cdot 10^{-3}$ м²/ч; относительный коэффициент теплоотдачи $\alpha/\lambda = h = 18,0$ 1/м.

Требуется определить распределение температуры в стенке через 5 ч после начального момента времени.

Решение. Обращаясь к общему решению (3.39) и имея в виду, что начальное и последующие распределения температуры симметричны относительно оси стенки, при $x = X$, получим

$$t = \sum_{i=1}^{\infty} D_i \exp(-q_{n_i}^2 a \tau) \cos(q_{n_i} X). \quad (3.42)$$

Значения $q_{n_i} X$ определены из граничных условий и приведены в таблице 3.1.

Таблица 3.1

Значения функций, входящих в формулу (3.43)

i	1	2	3	4	5
$q_{n_i} X$	1,38	4,18	7,08	10,03	13,08
$\sin(q_{n_i} X)$	0,982	-0,862	0,713	-0,572	0,488
$\cos(q_{n_i} X)$	0,189	-0,507	0,701	-0,820	0,874

Располагая величинами $q_n X$, $\cos(q_n X)$, $\sin(q_n X)$ (табл. 3.1), находим искомый ряд значений по формуле

$$D_i = \frac{\int_{-X}^{+X} F(x) \cos(q_n x) dx}{\int_{-X}^{+X} \cos^2(q_n x) dx} = \frac{2 \sin(q_n X)}{(q_n X) + \sin(q_n X) \cos(q_n X)}, \quad (3.43)$$

т.е. $D_1 = 1,250$; $D_2 = -0,373$; $D_3 = 0,188$; $D_4 = -0,109$; $D_5 = 0,072$.

Начальное распределение температуры в рассматриваемой стенке приобретет следующий вид:

$$t_{\tau=0} = F(x) = 1,250 \cos(3,45x) - 0,373 \cos(10,4x) + 0,188 \cos(17,7x) - 0,109 \cos(25,1x) + 0,072 \cos(32,7x) - \dots \quad (3.44)$$

Чтобы получить расчетное распределение температуры через 5 ч после начального момента, необходимо определить ряд значений $D_i \exp(-q_n^2 \alpha \tau)$ через каждый час. Эти расчеты выполнены в таблице 3.2.

Таблица 3.2

Значения функций, входящих в формулу (3.42)

I	1	2	3	4	5
$A = (q_n X)^2 (\alpha \tau / X^2)$	0,065	0,601	1,723	3,458	5,881
e^{-A}	0,94	0,55	0,18	0,03	0,00
$D_i e^{-A}$	1,175	-0,203	0,033	-0,003	0,000

Окончательное выражение для распределения температуры в толще стенки через 5 ч после начального момента:

$$t_{\tau=5} = 1,175 \cos(3,45x) - 0,203 \cos(10,4x) + 0,033 \cos(17,7x) - 0,003 \cos(25,1x). \quad (3.45)$$

При решении практических задач обычно нет необходимости определять температуру во всех точках стенки. Можно ограничиться расчетом температуры лишь для какой-либо одной точки, например, для точки в середине стенки. В этом случае объем вычислений по формуле (3.42) значительно сократится.

Если начальная температура в рассмотренном выше случае равна не 1°C , а T_c , то уравнение (3.39) примет вид

$$t = T_c \left\{ \sum_{i=1}^{\infty} C_i \exp(-q_m^2 \alpha \tau) \sin(q_m x) + \sum_{i=1}^{\infty} D_i \exp(-q_n^2 \alpha \tau) \cos(q_n x) \right\}. \quad (3.46)$$

Вопросы для самоконтроля

1. Какое температурное поле называют стационарным, нестационарным?
2. Дайте понятие однослойного плоского тела.
3. Каково распределение температуры по толщине многослойного плоского тела?
4. Запишите уравнение распределения температуры по толщине плоского тела с внутренним источником теплоты.
5. В чем заключается метод конечных разностей (метод Шмидта)?
6. Запишите дифференциальное уравнение теплопроводности одномерного температурного поля при нестационарном режиме. Как изменится это уравнение для стационарного режима?
7. Перечислите известные вам методы решения уравнения теплопроводности в условиях одномерной задачи.

ГЛАВА 4. ГИДРОТЕРМИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ВОДОЕМОВ И ВОДОТОКОВ

Целый ряд практических задач гидрологии и гидротехники требуют изучения распространения теплоты в водных ламинарных или турбулентных потоках.

4.1. Дифференциальное уравнение температурного поля турбулентного потока

В пределах потока выделим в системе декартовых координат x, y, z элементарный параллелепипед с гранями dx, dy, dz (рис. 4.1). Рассмотрим его тепловой баланс. Через грани параллелепипеда теплота будет распространяться двумя путями:

- вместе с водными массами, пронизывающими грани параллелепипеда со скоростями v_x, v_y, v_z – молекулярный перенос;
- молекулярной теплопроводностью в ламинарных потоках (с коэффициентом теплопроводности λ) и турбулентной теплопроводности в турбулентных потоках (с коэффициентом теплопроводности λ_t , во много раз превышающим λ).

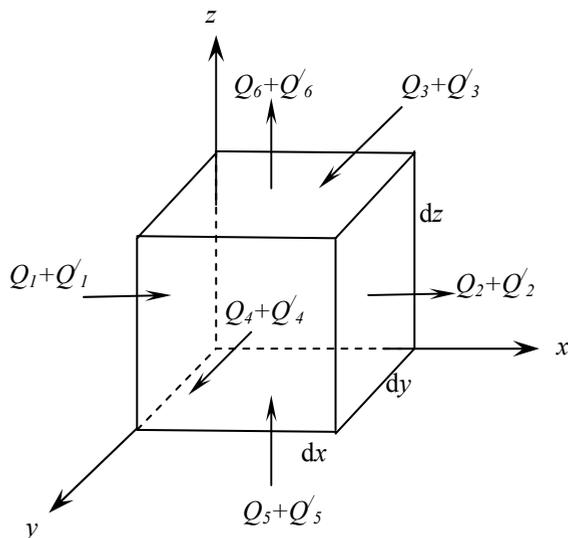


Рис. 4.1. Схема к выводу дифференциального уравнения теплопроводности потока жидкости

Уравнение теплового баланса для выделенного элементарного объема жидкости в этом случае будет иметь следующий вид:

$$Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 + Q_5 + Q_6 + Q'_1 + Q'_2 + Q'_3 + Q'_4 + Q'_5 + Q'_6 = Q_7, \quad (4.1)$$

где $Q_1 + Q_2 + Q_3$ и т.д. – количество теплоты, обусловленное скоростью потока жидкости через соответствующие грани в направлении осей x , y , z за время dt ;

$Q'_1 + Q'_2 + Q'_3$ и т.д. – количество теплоты, обусловленное теплопроводностью потока через эти же грани и за то же время dt .

В том случае, когда потоки теплоты, проходящие через грани параллелепипеда, взаимно не компенсируются, то будет наблюдаться изменение энтальпии рассматриваемого объема $dx dy dz$, которое в уравнении (4.1) обозначено через Q_7 .

Определим составляющие уравнения (4.1).

Количество теплоты, поступившее в параллелепипед через грань $dy dz$ молекулярным путем за время dt , оценим по формуле

$$Q_1 = c\rho v_x t dy dz dt, \quad (4.2)$$

где c и ρ – удельная теплоемкость и плотность жидкости;

v_x – проекция скорости на ось x ;

$\rho V_x dy dz$ – расход жидкости через грань параллелепипеда $dy dz$;

t – температура жидкости, проходящей через грань $dy dz$.

Количество же теплоты, выходящее из элементарного параллелепипеда через противоположную грань, отстоящую от первой на расстоянии dx ,

$$Q_2 = -c\rho \left(v_x + \frac{\partial v_x}{\partial x} dx \right) \left(t + \frac{\partial t}{\partial x} dx \right) dy dz dt, \quad (4.3)$$

где $\partial v_x / \partial x$ и $\partial t / \partial x$ – изменение скорости и температуры жидкости внутри выделенного объема по оси x .

Знак «минус» в этом уравнении свидетельствует о том, что Q_2 – уходящее из элементарного параллелепипеда количество теплоты.

Для остальных граней параллелепипеда будем, соответственно, иметь:

$$\begin{aligned}
 Q_3 &= c\rho v_y t dx dz d\tau, \\
 Q_4 &= -c\rho \left(v_y + \frac{\partial v_y}{\partial y} dy \right) \left(t + \frac{\partial t}{\partial y} dy \right) dx dz d\tau, \\
 Q_5 &= c\rho v_z t dx dy d\tau, \\
 Q_6 &= -c\rho \left(v_z + \frac{\partial v_z}{\partial z} dz \right) \left(t + \frac{\partial t}{\partial z} dz \right) dx dy d\tau.
 \end{aligned} \tag{4.4}$$

Другие шесть слагаемых уравнения (4.1) ($Q'_1, Q'_2, Q'_3, Q'_4, Q'_5, Q'_6$), обусловленные турбулентной теплопроводностью, определим следующим образом:

$$\begin{aligned}
 Q'_1 &= -\lambda_\tau \frac{\partial t}{\partial x} dy dz d\tau, \\
 Q'_2 &= \left(\lambda_\tau + \frac{\partial \lambda_\tau}{\partial x} dx \right) \frac{\partial \left(t + \frac{\partial t}{\partial x} dx \right)}{\partial x} dy dz d\tau, \\
 Q'_3 &= -\lambda_\tau \frac{\partial t}{\partial y} dx dz d\tau, \\
 Q'_4 &= \left(\lambda_\tau + \frac{\partial \lambda_\tau}{\partial y} dy \right) \frac{\partial \left(t + \frac{\partial t}{\partial y} dy \right)}{\partial y} dx dz d\tau, \\
 Q'_5 &= -\lambda_\tau \frac{\partial t}{\partial z} dx dy d\tau, \\
 Q'_6 &= \left(\lambda_\tau + \frac{\partial \lambda_\tau}{\partial z} dz \right) \frac{\partial \left(t + \frac{\partial t}{\partial z} dz \right)}{\partial z} dx dy d\tau,
 \end{aligned} \tag{4.5}$$

где $\lambda_\tau = cA_\tau$ – коэффициент турбулентной теплопроводности;

A_τ – коэффициент турбулентного обмена жидкости.

Изменение энтальпии рассматриваемого объема Q_7 определим по формуле

$$Q_7 = c\rho \frac{\partial t}{\partial \tau} dx dy dz d\tau. \tag{4.6}$$

Решая совместно уравнения (4.1)-(4.6), получаем

$$c\rho \left(\frac{\partial t}{\partial \tau} + v_x \frac{\partial t}{\partial x} + v_y \frac{\partial t}{\partial y} + v_z \frac{\partial t}{\partial z} \right) = \lambda_\tau \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right) + \left(\frac{\partial \lambda_\tau}{\partial x} \frac{\partial t}{\partial x} + \frac{\partial \lambda_\tau}{\partial y} \frac{\partial t}{\partial y} + \frac{\partial \lambda_\tau}{\partial z} \frac{\partial t}{\partial z} \right). \quad (4.7)$$

При совместном решении уравнений (4.1)-(4.6) учтено условие неразрывности несжимаемой жидкости

$$\partial v_x / \partial x + \partial v_y / \partial y + \partial v_z / \partial z = 0 \quad (4.8)$$

и не учтены слагаемые

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} \frac{\partial t}{\partial x} dx^2 dy dz, \quad \frac{\partial v_y}{\partial y} \frac{\partial t}{\partial y} dx dy^2 dz, \quad \frac{\partial v_z}{\partial z} \frac{\partial t}{\partial z} dx dy dz^2,$$

а также

$$\frac{\partial \lambda_\tau}{\partial x} \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} dx^2 dy dz, \quad \frac{\partial \lambda_\tau}{\partial y} \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} dx dy^2 dz, \quad \frac{\partial \lambda_\tau}{\partial z} \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} dx dy dz^2,$$

ввиду их малости. Уравнение (4.7) носит название *дифференциального уравнения температурного поля турбулентного потока жидкости*. Его также называют *уравнением энергии*.

При постоянном значении коэффициента турбулентной теплопроводности λ_τ для всего потока уравнение (4.7) примет вид

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} + v_x \frac{\partial t}{\partial x} + v_y \frac{\partial t}{\partial y} + v_z \frac{\partial t}{\partial z} = \frac{\lambda_\tau}{c\rho} \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right). \quad (4.9)$$

Коэффициент турбулентной теплопроводности изменяется в зависимости от координат x , y , z . Но так как недостаток знаний об его изменениях по координатам не позволяет определить характер этой зависимости, его обычно принимают постоянным.

Учитывая, что левая часть уравнения (4.9) – полная производная от температуры по времени, то

$$dt/d\tau = a_\tau (\partial^2 t / \partial x^2 + \partial^2 t / \partial y^2 + \partial^2 t / \partial z^2) \quad (4.10)$$

или

$$dt/d\tau = a_\tau \nabla^2 t, \quad (4.11)$$

где $a_\tau = \lambda_\tau / (c\rho)$ – коэффициент турбулентной теплопроводности.

При наличии в потоке внутренних источников теплоты (например, теплоты, появляющейся при изменении агрегатного со-

стояния воды – при внутриводной кристаллизации, при переходе кинетической энергии движения потока в тепловую, при проникновении лучистой энергии в воду и т.д.) уравнение (4.10) должно быть дополнено еще одним слагаемым, связанным с источником

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a_{\tau} \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right) + W / (c\rho), \quad (4.12)$$

где W – интенсивность внутреннего источника (количество теплоты, которое выделяется или поглощается единицей объема жидкости).

Из сопоставления выражений (2.29) и (4.10) следует, что уравнение энергии отличается от дифференциального уравнения теплопроводности полной производной, учитывающей три дополнительных слагаемых, и коэффициентом турбулентной теплопроводности a_{τ} .

Для ламинарного потока уравнение энергии аналогично уравнению (4.11):

$$dt/d\tau = a \nabla^2 t, \quad (4.13)$$

где $a = \lambda/(c\rho)$ – коэффициент теплопроводности жидкости.

В случае установившегося температурного режима водного потока температура в каждой точке его остается неизменной во времени ($\partial t/\partial \tau = 0$) и меняется лишь по направлениям x , y , z , а уравнение (4.9) принимает следующий вид:

$$v_x \frac{\partial t}{\partial x} + v_y \frac{\partial t}{\partial y} + v_z \frac{\partial t}{\partial z} = \frac{\lambda_{\tau}}{c\rho} \left(\frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \right). \quad (4.14)$$

4.2. Уравнение теплового баланса непроточного водоема

Современное проектирование гидротехнических сооружений в числе других задач решает и такие, которые связаны с прогнозом температурного режима создаваемых водоемов (водохранилищ) и каналов в измененных условиях, возникших вследствие выполненных гидротехнических мероприятий. Применительно к решению этих задач разработана специальная методика теплового расчета водоемов. Основу этой методики составляет уравнение теплового баланса водоема.

Рассмотрим тепловой баланс водоемов. Для этого воспользуемся дифференциальным уравнением теплопроводности (4.9). Уравнение (4.9) описывает самый общий случай температурного поля – нестационарного, пространственно-временного. Решить это уравнение аналитически чрезвычайно трудно. Поэтому рассмотрим только частные случаи теплового баланса водоемов.

Тепловой баланс непроточного водоема. Для непроточного водоема ($v_x = v_y = v_z = 0$) уравнение (4.9) примет следующий вид:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\lambda_{\tau}}{c\rho} \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}. \quad (4.15)$$

При переходе от уравнения (4.9) к уравнению (4.15) предполагалось, что температурный режим водоема вдоль координат x и y не меняется ($\partial^2 t / \partial x^2 = 0$, $\partial^2 t / \partial y^2 = 0$). Это справедливо, если глубина водоема и граничные условия вдоль этих координат постоянны.

После интегрирования уравнения (4.15) по глубине водоема получим

$$H \frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{1}{c\rho} \lambda_{\tau} \frac{\partial t}{\partial z} \quad (4.16)$$

или

$$c\rho H \frac{\partial t}{\partial \tau} = \lambda_{\tau} \frac{\partial t}{\partial z}. \quad (4.17)$$

Левая часть уравнения (4.17) представляет собой изменение энтальпии части водоема площадью 1 м^2 и глубиной H . Оно обусловлено тепловыми потоками, поступающими в эту часть через поверхность и дно. Следовательно, из уравнения (4.17) имеем

$$\lambda_{\tau} \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=0}^{z=H} = \sum_1^n Q, \quad (4.18)$$

где $\frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=0}$ и $\frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=H}$ – температурный градиент у поверхности воды и у дна;

n – число слагаемых потоков.

Решая совместно уравнения (4.17) и (4.18), получаем

$$c_p H \frac{\partial t}{\partial \tau} = \sum_1^n Q. \quad (4.19)$$

Таким образом, изменение средней температуры воды непроточного водоема во времени ($\partial t / \partial \tau$) определяется такими граничными условиями (второго и третьего рода), как сумма тепловых потоков через его поверхности.

Расчет тепловых потоков через поверхность и дно водоема. Сумма тепловых потоков, проходящих через поверхности водоема и определяющих его тепловой баланс, может быть представлена в следующем виде:

$$\sum_1^n Q = Q_R + Q_k + Q_{\text{и}} + \Delta Q_{\text{пр}} + Q_{\text{д}} + \Delta Q_{\text{гр}} + \Delta Q_{\text{ос}} + \dots, \quad (4.20)$$

где Q_R – количество теплоты, определяемое радиационным балансом водной поверхности;

Q_k – количество теплоты, обусловленное конвективным теплообменом между водной поверхностью и воздушной средой над водоемом;

$Q_{\text{и}}$ – количество теплоты (теплоотдача), определяемое испарением воды с поверхности водоема (или количество теплоты, приходящее при конденсации пара);

$\Delta Q_{\text{пр}}$ – количество теплоты, приносимое водами притоков или промышленными водами;

$Q_{\text{д}}$ – количество теплоты, обусловленное теплообменом между водой и дном;

$\Delta Q_{\text{гр}}$ – количество теплоты, приносимое грунтовыми водами;

$\Delta Q_{\text{ос}}$ – теплота, поступающая в водоем с осадками.

Другие элементы теплового баланса в уравнении (4.20) за их малостью не рассматриваются. Например, для рассматриваемых водоемов не учитывается теплота перехода механической энергии движения воды в тепловую энергию, а также теплота биохимических процессов и ряд других несущественных составляющих теплового баланса.

В уравнении (4.20) величина Q_R всегда по знаку положительная, а остальные элементы могут быть и отрицательными.

Дифференциальное уравнение (4.19) позволяет определить ход во времени средней по глубине температуры воды при заданных значениях составляющих правой части уравнения. Рас-

смотрим составляющие теплового баланса и методы их расчета для открытых водоемов. Все составляющие измеряются в ваттах на квадратный метр.

1. Радиационный баланс. Количество теплоты, равное поглощенной водой солнечной радиации за вычетом эффективного излучения, определяется по формуле:

$$Q_R = (1 - A) (Q_{п.р} + q_{р.р}) - I_{эф}. \quad (4.21)$$

Правая часть равенства (4.21) включает в себя суммарную солнечную радиацию $Q_{п.р} + q_{р.р}$ при наличии облачности, падающую на водную поверхность, и эффективное излучение воды $I_{эф}$. Суммарная солнечная радиация состоит из прямой ($Q_{п.р}$) и рассеянной ($q_{р.р}$) радиации. Интенсивность ее меняется с высотой Солнца, высотой местности над уровнем моря, а также зависит от прозрачности атмосферы, облачности и других факторов. При отсутствии данных актинометрических наблюдений суммарная солнечная радиация может быть рассчитана по формулам в зависимости от интенсивности солнечной радиации при безоблачном небе ($Q_{п.р} + q_{р.р}$)₀. Интенсивность солнечной радиации при безоблачном небе для любой точки земного шара и любого часа года оценивается по формулам (например, по формуле М.Е. Берлянда) и таблицам [36].

Поступившая к поверхности воды солнечная радиация только частично ею поглощается, другая часть отражается водной поверхностью. Отраженная радиация зависит от альбедо этой поверхности A . При большой высоте Солнца альбедо имеет минимальное значение, при приближении же Солнца к горизонту оно увеличивается в несколько раз. Значения альбедо водной поверхности можно найти в таблице [36], составленной для различных широт земного шара.

Поверхность воды излучает теплоту в окружающее ее пространство. В свою очередь, от атмосферы приходит встречный поток излучения к воде, основную роль в котором играет водяной пар. Разность теплоты этих потоков является эффективным излучением водной поверхности. Эффективное излучение при безоблачном небе может быть оценено по таблице [36].

2. Конвективный теплообмен. Теплоотдача испарением.

Рекомендации по расчету количества теплоты, определяемой конвективным теплообменом (Q_k) и испарением ($Q_{и}$) здесь рассматривать не будем, так как они приведены при рассмотрении основных закономерностей температурного поля.

3. Количество теплоты, приносимое водами притоков или промышленными водами, отнесенное к единице его поверхности, определяется по формуле

$$\Delta Q_{\text{пр}} = [(c_p Q_{\text{в}})/\Omega] \Delta t, \quad (4.22)$$

где $Q_{\text{в}}$ – средний за период расчета расход воды притока;

Ω – площадь водной поверхности водоема;

$\Delta t = t_{\text{пр}} - t_{\text{в}}$ – разность между температурой воды притока и водоема.

4. Теплообмен с дном. Теплообмен между водой и грунтом дна оценивается в зависимости от типа водоема. В том случае, когда водоем мелкий оценка количества теплоты, проходящей через дно, осуществляется по закону Фурье:

$$Q_{\text{д}} = \lambda \left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_{z=H}. \quad (4.23)$$

В глубоком водоеме градиент температуры принимается равным нулю, а в очень глубоком – температура предполагается постоянной у дна, т.е.

$$\left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_{z=H} = 0 \quad \text{и} \quad t|_{z=H} = \text{const.}$$

Поэтому в таких водоемах теплообмен с дном равен нулю.

Для определения теплообмена с дном по формуле (4.23) необходимы данные о ходе придонной температуры воды или о ходе температуры грунта, слагающего дно. Эти сведения получить весьма трудно: необходимо выполнить натурные измерения либо задать ход температуры со стороны воды или со стороны грунта. Оба пути неприемлемы в случае вычисления температуры воды водоема или расчета его теплового баланса. Поэтому рекомендуется пользоваться готовой таблицей [36] для определения средних значений потоков теплоты через дно водоема, составленной для различных широт и различных месяцев года.

5. Количество теплоты, приносимое грунтовыми водами, обуславливающее изменение энтальпии водоема, отнесенное к единице его поверхности, определяется по формуле

$$\Delta Q_{\text{гр}} = [(c_p Q_{\text{гр}})/\Omega] \Delta t, \quad (4.24)$$

где $Q_{\text{гр}}$ – средний за период расчета расход грунтовой воды;

$\Delta t = t_{\text{гр}} - t_{\text{в}}$ – разница между температурой грунтовой воды и водоема.

6. Приход теплоты с атмосферными осадками. Количество теплоты, поступающее в водоем с атмосферными осадками, определяется по одной из следующих формул:

для жидких осадков

$$Q_{\text{ос.ж}} = c_{\text{р}} h_{\text{ж}} \theta_{2,\text{ж}}, \quad (4.25)$$

для твердых осадков

$$Q_{\text{ос.т}} = -(c_{\text{т}} \rho_{\text{т}} h_{\text{т}} \theta_{2,\text{т}} + L_{\text{пл}} \rho_{\text{т}} h_{\text{т}} + c_{\text{р}} h_{\text{т,ж}} t), \quad (4.26)$$

где $h_{\text{ж}}$ и $h_{\text{т}}$ – слой жидких и твердых осадков;

$\theta_{2,\text{ж}}$ и $\theta_{2,\text{т}}$ – температура жидких и твердых осадков, принимаемая равной температуре воздуха на высоте 2 м;

$c_{\text{т}}$ и $\rho_{\text{т}}$ – удельная теплоемкость и плотность твердых осадков;

$h_{\text{т,ж}}$ – слой жидких осадков, образовавшийся из твердых;

t – температура воды водоема;

$L_{\text{пл}}$ – удельная теплота плавления твердых осадков.

В формуле (4.26) первое слагаемое учитывает количество теплоты, необходимое для нагревания твердых осадков от температуры $\theta_{2,\text{т}}$ до 0°C , второе – количество теплоты, необходимое для расплавления твердых осадков, третье – количество теплоты, необходимое для нагревания жидких осадков, полученных от таяния твердых, от температуры 0°C до температуры водоема t .

4.3. Расчет температуры воды по глубине водоема

Расчет температуры воды водоемов по глубине можно провести с помощью метода суперпозиции. Метод предусматривает использование дифференциального уравнения теплопроводности для непроточного водоема (4.15):

$$\partial t / \partial \tau = a_{\text{т}} \partial^2 t / \partial z^2, \quad (4.27)$$

где $a_{\text{т}} = \lambda_{\text{т}} / (c_{\text{р}})$ – коэффициент турбулентной теплопроводности.

Принцип суперпозиции состоит в том, что если составляющие сложного процесса воздействия взаимно не влияют друг на друга, то результирующий эффект будет представлять собой сумму эффектов, вызываемых каждым воздействием в отдельности. Этот принцип строго применим к системам, поведение которых описывается линейными соотношениями.

Согласно этому определению тепловую задачу со сложными краевыми уравнениями можно представить в виде суммы

нескольких задач с более простыми условиями и находить решение (температуру) сложной задачи как алгебраическую сумму решений простых задач.

Разложение сложной тепловой задачи на простые должно производиться таким образом, чтобы сумма значений начальной температуры ($t_{01} + t_{02} + \dots$) и тепловых условий на поверхности воды ($Q_1 + Q_2 + \dots$) и на дне ($Q_{д1} + Q_{д2} + \dots$) для слагаемых задач была равна начальной температуре ($t_0 = t_{01} + t_{02} + \dots$) и тепловым условиям на поверхности ($Q_n = Q_1 + Q_2 + \dots$) и на дне ($Q_d = Q_{д1} + Q_{д2} + \dots$) в основной задаче. Коэффициенты температуропроводности a_τ , теплопроводности λ_τ и теплопередачи α в решаемой и слагаемых задачах должны быть одинаковыми, за исключением случаев, в которых a_τ и λ_τ меняются во времени.

Из вышеизложенного следует, что для решения сложной тепловой задачи необходимо иметь набор решений простых задач. Авторы метода А.И. Пехович и В.М. Жидких разработали аналитические решения для 19 таких простых задач. Эти решения представлены в виде расчетных графиков в безразмерных координатах и сводной таблицы. Решения 19 задач позволяют рассчитать температуру воды в мелких, глубоких и очень глубоких водохранилищах как при отсутствии ледяного покрова, так и при его наличии, а также в водохранилищах при их наполнении.

Безразмерные координаты графиков в зависимости от номера задачи (начальных и граничных условий) представлены искомой относительной избыточной температурой:

$$\begin{aligned} \theta_{н1} &= (t - t_n)/(t_0 - t_n); \quad \theta_{н2} = (t - \theta_2)/(t_0 - \theta_2); \\ \theta_{н3} &= (t - t_0)/(b\tau) \text{ и т.п.,} \end{aligned} \quad (4.28)$$

критерием Фурье

$$Fo = a_\tau \tau / h^2, \quad (4.29)$$

критерием Био

$$Bi = ah / \lambda_\tau \quad (4.30)$$

и относительной глубиной $\eta = z/h$,

где t , t_0 , t_n и θ_2 – соответственно, температура воды в точке, начальная и на поверхности, а также температура воздуха на высоте 2 м;

b – коэффициент при линейном задании температуры поверхности воды или воздуха;

a_τ – коэффициент турбулентной температуропроводности;

τ – время;

z и h – соответственно, переменная и полная глубина водохранилища;

α и λ_T – соответственно, коэффициенты теплоотдачи и турбулентной теплопроводности.

Рассмотрим метод суперпозиции на примере решения конкретной тепловой задачи, заимствованной из рекомендаций [36].

Требуется найти распределение температуры воды по глубине на конец третьей декады июня в слабопроточном водохранилище глубиной 40 м, если в начальный момент (1 июня) температура воды по глубине одинакова и равна 4°C . Нагрев воды происходит в результате теплообмена с атмосферой, его ход показан на рисунке 4.2 (схема 1): в течение первой декады (τ_1) тепловой поток постоянен ($Q_1 = 150 \text{ Вт/м}^2$), в течение двух последующих декад он возрастает, причем во второй декаде (τ_2) со скоростью $Q'_o = 0,4 \text{ Вт/(м}^2\cdot\text{ч)}$, а в третьей (τ_3) – со скоростью $Q''_o = 0,3 \text{ Вт/(м}^2\cdot\text{ч)}$. Коэффициенты турбулентной тепло- и температуропроводности воды, соответственно, равны: $\lambda_T = 1000 \text{ Вт/(м}\cdot\text{K)}$ и $a_T = 1 \text{ м}^2/\text{ч}$.

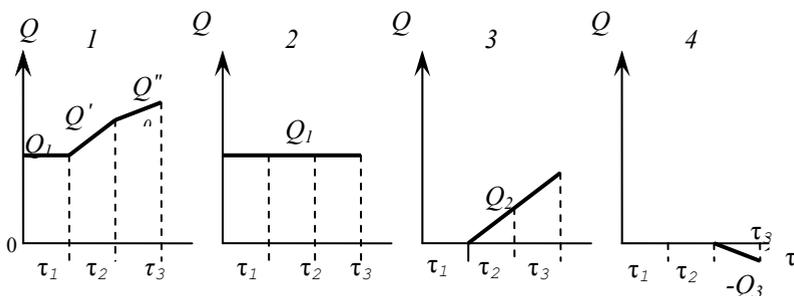


Рис. 4.2. Разложение теплообмена с атмосферой (1) на составляющие (2, 3, 4)

Порядок расчета температуры воды по глубине водоема при названных выше условиях следующий.

1. Согласно принципу суперпозиции раскладываем тепловой поток, приходящий на поверхность воды, на три составляющие (рис. 4.2, схемы 2, 3, 4). Первый поток Q_1 действует в тече-

ние всего расчетного периода $\tau = \tau_1 + \tau_2 + \tau_3 = 30 \text{ сут.} = 720 \text{ ч.}$ Второй поток действует с интенсивностью Q_0' в течение периода $\tau_2 + \tau_3 = 20 \text{ сут.} = 480 \text{ ч}$ он равен $Q_2 = Q_0'(\tau_2 + \tau_3) = 0,4 \cdot (\tau_2 + \tau_3) \text{ Вт/м}^2$. Третий поток теплоты действует в течение периода $\tau_3 = 10 \text{ сут.} = 240 \text{ ч.}$ Так как действие второго потока интенсивностью Q_0' мы распространили и на период τ_3 , в то время как в этот период она равна Q_0'' , т.е. ниже, чем во второй декаде, поэтому третий поток следует находить по формуле $Q_3 = (Q_0'' - Q_0')\tau_3 = -0,1\tau_3 \text{ Вт/м}^2$ (рис. 4.2, схема 4).

Итак, решение общей задачи находим в виде суммы решений трех задач – по числу соответствующих потоков (Q_1, Q_2, Q_3).

2. Для каждой из трех задач устанавливаем начальные и граничные условия. В качестве начальных условий для первой задачи принимаем условия основной задачи: $t_0 = 4^\circ\text{C}$. Тогда во второй и третьей задачах, согласно условию разложения сложной задачи на простые, в качестве начальных условий следует принять $t_{02} = t_{03} = 0^\circ\text{C}$. В первой задаче в качестве граничного условия на поверхности воды принят источник Q_1 (теплообмен с атмосферой постоянный), во второй – Q_2 (теплообмен с атмосферой возрастает) и в третьей – Q_3 (теплообмен с атмосферой возрастает, но его рост ниже, чем во втором периоде).

Так как распределение температуры рассматривается в летний период (период отсутствия ледяного покрова), то для всех

трех декад можно принять граничное условие на дне $\left. \frac{\partial t}{\partial z} \right|_{z=H} = 0$.

Таким образом, получено, что сумма начальных и граничных условий слагаемых задач в каждый момент времени соответствует условиям основной задачи.

3. Находим решение общей задачи в виде суммы решений трех задач. Расчетная формула для определения температуры воды имеет вид

$$t = t_1 + t_2 + t_3 = t_{01} + \theta_{и1} \frac{Qh}{\lambda_T} + \theta_{и2} \frac{Q_0' h^3}{\lambda_T a_T} + \theta_{и3} \frac{(Q_0'' - Q_0') h^3}{\lambda_T a_T},$$

где $\theta_{иi}$ – относительная избыточная температура, определяемая формулами (4.28), находится по графикам, построенным для каждой задачи, в зависимости от критерия Фурье и относительной глубины $\eta = z/h$.

Результаты расчета температуры воды в водоеме по его глубине для рассматриваемого примера приведены в таблице 4.1.

Таблица 4.1

Расчет температуры воды по глубине водоема

Глубина		Температура							искомая $t = t_1 + t_2 + t_3$
		в задаче							
		I		II		III			
Z, м	$\eta = z/h$	$\theta_{и1}$	$t_1, ^\circ\text{C}$	$\theta_{и2}$	$t_2, ^\circ\text{C}$	$\theta_{и3}$	$t_3, ^\circ\text{C}$		
0	0	0,78	8,68	0,122	3,12	0,048	-0,31	11,49	
8	0,2	0,60	7,60	0,076	1,95	0,022	-0,14	9,41	
16	0,4	0,46	6,76	0,045	1,15	0,012	-0,08	7,83	
24	0,6	0,37	6,22	0,027	0,69	0,006	-0,04	6,87	
32	0,8	0,31	5,86	0,017	0,43	0,002	-0,01	6,28	
40	1	0,28	5,68	0,014	0,36	0,001	-0,01	6,03	

В дифференциальное уравнение теплопроводности (4.28), используемое при решении тепловых задач методом суперпозиции, входит коэффициент турбулентной теплопроводности воды a_T , зависящий не столько от температуры воды, сколько от перемешивания ее при течениях и ветровом волнении. Следовательно, этот коэффициент переменный по глубине водоема и во времени. В задачах же он принимается постоянным. Это допущение до настоящего времени убедительно не подтверждено данными наблюдений. Поэтому не представляется возможной оценка степени точности расчетов температуры воды этим методом. По-видимому, в некоторых конкретных случаях погрешность, вносимая указанным допущением, может быть значительной.

4.4. Расчет температуры воды открытого водотока

Термический режим водотоков

Развитие тепловых процессов в водотоках обусловлено сочетанием климатических особенностей района расположения водотока, водности реки или канала, гидравлических свойств и морфологических характеристик русла.

Большинство водотоков (в первую очередь рек) турбулентно. Если турбулентность достаточно велика, обусловленное ею перемешивание достаточно для разрушения любой начальной стратификации, связанной с изменением плотности воды при ее охлаждении до температуры от 4 до 0°C. Теплопроводность воды полностью определяется турбулентностью. Поскольку на водотоках температурная стратификация практически отсутствует, потери тепла с поверхности одинаково охлаждают поток по всей глубине, и температура воды в соответствии с погодными условиями постепенно понижается до точки замерзания (кристаллизации). Градиент температуры вдоль потока пренебрежимо мал.

Водная масса рек и каналов сравнительно быстро реагирует на изменение метеорологических условий, но вследствие тепловой инерции ее температурный режим более сглажен, чем воздуха. Весной температура воды в реке обычно ниже на 2-3°C температуры воздуха, осенью (в октябре) – на 5-0°C выше.

Годовой термический цикл водотоков вследствие интенсивного турбулентного перемешивания и отсутствия конвекции не отличается особой сложностью. В практике принято делить *годовой термический цикл водотока* на два периода — при отсутствии льда (летний) и при его наличии (зимний).

Зимний термический режим водотоков достаточно разнообразен, что связано с образованием в водной толще внутриводного льда, шуги и движением кромки ледяного покрова.

Пока поверхность потока свободна от льда, температура воды в мелких реках и неглубоких каналах быстрее реагирует на меняющиеся метеорологические условия, чем в глубоких. При охлаждении воды до 4°C перемешивание происходит на всю глубину, поскольку холодная поверхностная вода более плот-

ная, чем теплая вода внизу потока. При температуре от 4 до 0°C перемешивание зависит от турбулентности. По достижении водной температуры 0°C дальнейшее выхолаживание приводит к формированию ледяного покрова или, если вода переохлаждена, внутриводного льда.

Когда ледяной покров сформировался, термический режим водотока характеризуется постоянной температурой у поверхности воды, близкой к температуре замерзания. Она отличается от нее на 0,1°C или меньше. Ледяной покров действует на реку как теплоизоляционный экран, препятствующий поступлению тепла из атмосферы и выхолаживающий путем теплоотдачи к его нижней поверхности любые тепловые стоки, поступающей в поток. Существенное значение приобретают диссипация энергии (переход части механической энергии потока в тепловую) и теплообмен с дном Q_0 .

Температура воды в водотоке под ледяным покровом (при заданной температуре воды у кромки) практически не зависит от толщины ледяного покрова и метеорологических условий, напротив, толщина льда существенно зависит от обоих факторов.

Особенности зимнего термического режима каналов и нижних бьефов гидроузлов

Температурный режим участков рек ниже гидроузла и каналов характеризуется следующими общими чертами, значительно отличающими его от температурного режима водохранилища. Различия эти состоят:

- в быстрых изменениях температуры воды в водотоке и ее сильной зависимости от предшествующих метеорологических условий; теплопроводность воды полностью определяется турбулентностью потока;
- в сложности и многообразии ледового режима водотока, в том числе вследствие интенсивного образования внутриводного льда и шуги, а также движения кромки ледяного покрова;
- в отсутствии выраженной температурной стратификации (разность температур по глубине мала) водной массы в поперечном сечении и наличии пренебрежимо малого градиента температуры по длине потока.

В нижних бьефах гидроэлектростанций независимо от периода годового цикла происходят характерные изменения температуры воды по их длине. В безледоставный период она варьирует от температуры воды, поступающей в нижний бьеф из верхнего (водохранилища), до установившейся температуры, соответствующей теплообмену потока с атмосферой. В зимний период по длине нижнего бьефа вода охлаждается до 0°C, а затем в зависимости от гидрометеорологических условий переохлаждается до максимума, что связано с образованием внутриводного льда, выделением теплоты кристаллизации, сбросом переохлаждения и формированием кромки ледяного покрова. Влияние смены периодов и фаз годового термического цикла водохранилища сказывается на величине начальной температуры, поступающей в нижний бьеф, а также на соотношении между тепловыми потоками у поверхности воды и у дна.

Вследствие того, что вода в водохранилище осенью обладает большим запасом тепла, осеннее охлаждение воды в нижнем бьефе отстает по сравнению с естественными условиями. К примеру, на крупных водохранилищах Сибири – на 10-15 дней. В весенне-летний период вода в нижних бьефах холоднее, чем в естественных условиях вследствие более медленного прогревания водных масс водохранилищ. Так, температура воды Енисея ниже плотины Красноярской ГЭС в летний период стала на 8-10°C ниже, чем до зарегулирования реки, и, наоборот, повысилась на 4-5°C в осенние месяцы, что создало определенные трудности при освоении прилегающей территории. Причем Красноярское водохранилище вследствие его глубоководности оказывает в 4-5 раз большее влияние на термический режим нижнего бьефа, чем, например, мелководное Новосибирское (Малик Л.К., 1990).

На температуру воды в нижнем бьефе ГЭС также большое влияние оказывает проточность водохранилища и схема забора воды к турбинам ГЭС. Чем больше проточность, тем ниже температура воды, поступающей в нижний бьеф. Забор воды к гидроагрегатам, в первую очередь, высоконапорных ГЭС из глубоких слоев стратифицированного водохранилища (например, Красноярского, Братского или Колымского), температура кото-

рых в течение года изменяется в незначительных пределах (3-8°C) и отличается от температуры воды в поверхностных слоях водохранилища в летний и зимний периоды, а также от температуры воды в реке в бытовых условиях обуславливает изменение температурного режима реки за гидроузлом. Если же производить забор воды к турбинам ГЭС посредством специальных конструкций (селективный водозабор) из поверхностных слоев водохранилища, то при определенных условиях температурный режим за гидроузлом будет приближен к режиму, существовавшему в реке до возведения гидроузла.

Изменения в термическом режиме реки в результате гидротехнического строительства по сравнению с естественными условиями влияют на работу не только самого гидроузла, но и сооружений водохозяйственного назначения, водного транспорта, расположенных в зоне термического влияния ГЭС, а также на качество воды и климат региона.

Канал, как искусственный водоток, отличается от реки (естественного водотока) рядом особенностей: постоянством сечения русла по длине, возможностью регулирования гидравлических характеристик в процессе эксплуатации, определенностью температурных условий в голове канала, незначительной температурной стратификацией воды по трассе канала.

В отличие от условий рек термический режим каналов подвержен влиянию работы насосных станций, организованных перепадов и других сооружений, определяющих гидравлику потока и, следовательно, условия перемешивания воды. С помощью работы перегораживающих сооружений систему канала можно привести к условиям, близким к речным, или к условиям неглубоких слабопроточных водохранилищ.

Термический режим каналов большой и средней протяженности и входящих в их систему водохранилищ зависит также от географического расположения трассы канала, особенно при пролегании ее в меридиональном направлении, когда канал пересекает различные природно-климатические зоны.

При наступлении отрицательных температур воздуха и появлении в канале или на отдельных его участках шуги и льда канал может быть разбит условно на три термических участка.

При понижении температуры воздуха интенсивность охлаждения воды в открытом канале увеличивается, что приводит к наступлению кромки льда; протяженность участка канала, открытого льдом, возрастает. При потеплении наблюдаются обратные процессы, связанные с отступлением кромки льда.

Расчет температуры воды в водотоке

Расчет температуры воды в реке, отводящем канале, в нижнем бьефе гидроэлектростанций имеет непосредственное практическое значение. При решении этих задач используется дифференциальное уравнение (4.9), описывающее температурное поле потока. Уравнение может быть решено при наличии следующих начальных и граничных условий: распределения температуры в начальном (входном) створе потока и теплообмена на внешних границах (на поверхностях) потока. Кроме того, должны быть заданы проекции скоростей v_x , v_y , v_z во всех точках изучаемого потока, а также значение коэффициента турбулентной теплопроводности λ_t .

Учитывая, что в водотоке главенствующую роль играет турбулентное перемешивание по вертикали и адвективный теплоперенос в направлении движения воды, уравнение (4.9) на практике упрощают до условий прямолинейного течения, т.е. принимают, что $v_y = v_z = 0$.

Кроме того, пренебрегают вторыми производными от температуры по длине и ширине потока по причине их малости. И тогда уравнение (4.9) приобретает следующий вид:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} + v_x \frac{\partial t}{\partial x} = \frac{\lambda_t}{c\rho} \frac{\partial^2 t}{\partial z^2} \quad (4.31)$$

или после интегрирования правой части

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} + v_x \frac{\partial t}{\partial x} = \frac{\sum_1^n Q}{c\rho H}, \quad (4.32)$$

а для установившегося температурного режима ($\partial t / \partial \tau = 0$)

$$\frac{\partial t}{\partial x} = \frac{\sum_1^n Q}{c\rho v_x H}. \quad (4.33)$$

Это уравнение уже может быть решено аналитически или проинтегрировано конечно-разностным методом. Для его решения необходимо располагать начальными и граничными условиями, а также значениями продольной скорости v_x . Определение составляющих поверхностного теплового потока следует осуществлять согласно рекомендациям [38].

Уравнение (4.33), которым определяется изменение средней по сечению температуры воды вдоль течения при открытой поверхности, может быть использовано и для расчетов температуры воды под ледяным покровом, но для этого необходимо в него внести некоторые изменения, заменив поверхностный тепловой поток из воды в воздух на тепловой поток из воды в лед.

В конечных разностях уравнение (4.33) имеет следующий вид:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{\sum_1^n Q}{c\rho v_x H} \quad (4.34)$$

или

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{\sum_1^n Q}{c\rho q_v}, \quad (4.35)$$

где $\Delta t/\Delta x = (t_k - t_n)/\Delta x$;

t_n и t_k – средняя температура воды, соответственно, в начальном и конечном сечениях участка водотока длиной Δx ;

$q_v = v_x H$, де

Q – сумма тепловых потоков через свободную поверхность водотока и дно;

q_v – удельный расход воды.

Отдельные слагаемые суммы теплоточков зависят от искомой температуры воды на участке, т.е. от температуры $t_{cp} = (t_n + t_k)/2$. Это обстоятельство обуславливает выбор метода последовательных приближений. Он заключается в том, что задается ориентировочно искомое значение температуры t_k , затем определяются теплоточков через поверхности водотока, после чего решается уравнение (4.35). Решением этого уравнения считается значение температуры, которое совпадет с заданным ее значе-

нием. Если в результате выполненного расчета совпадение заданного значения температуры с найденным по уравнению не достигнуто, расчеты повторяют, задав новое значение t_k и т.д.

Длина рассматриваемого участка, в конце которого отыскиваемая температура равна t_k , определяется равенством $\Delta x = v_x \Delta t$.

Период времени Δt (время добегающего потока) выбирается с учетом отрезка времени, за который дана метеорологическая информация. Обычно она приводится как средняя суточная, декадная или месячная.

Проектирование температурной кривой водотока по его длине по уравнению (4.33) выполняется по следующей схеме (рис. 4.3).

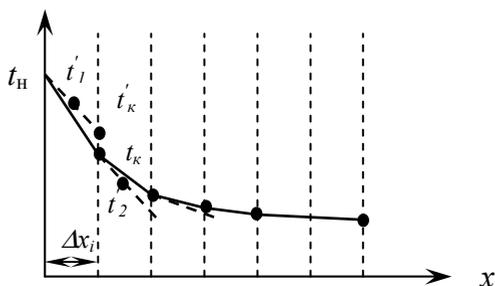


Рис. 4.3. Схема построения температурной кривой открытого водотока [8]

Водоток по длине разбивается на участки протяженностью Δx_i в зависимости от времени добегающего потока Δt . Затем в поле координат t, x на первом участке проводится отрезок температурной кривой $t_n t'_k$. Начало этой кривой определяется начальной температурой t_n , а конец – конечной t'_k , которая задается ориентировочно. Средняя температура воды t_1 , снятая с этого отрезка, позволяет определить тепловые потоки через водную поверхность водотока (граничные условия), которые подставляются в уравнение (4.35). Вычисленный по этому уравнению градиент температуры сравнивается с заданным. Если результаты сравнения расходятся, то вычисления повторяются с учетом градиента, определенного по уравнению (4.35).

Выполнив расчеты для первого участка водотока, переходят к следующему. Экстраполируют температурную кривую участка в следующий интервал Δx , затем с экстраполированного отрезка кривой снимают среднее значение температуры, по которому определяют тепловые потоки для нового участка водотока и т.д.

В заключение отметим, что расчет температуры по уравнению (4.33) может быть выполнен не только графоаналитическим способом, как это изложено выше, но и с помощью ЭВМ.

4.5. Конвективные течения в водоемах

Конвективные течения в водоемах обусловлены распределением плотности жидкости (разницей плотности), которое, в свою очередь, определяется температурой, соленостью и давлением. Известно, что плотность воды существенно зависит от температуры и солености и очень слабо от давления.

При подогреве жидкости снизу нагретые ее частицы под действием сил плавучести поднимаются, а более холодные, расположенные наверху, опускаются. Нагретые частицы, поднимаясь, перемешиваются с более холодными и постепенно охлаждаются за счет теплопроводности. Это обстоятельство приводит к увеличению их плотности. Одновременно плотность поднимающейся жидкости увеличивается и за счет диффузии. Возникшая конвекция может распространиться до свободной поверхности жидкости или не дойти до нее, что зависит от первоначального (исходного) плотностного состояния жидкости и от степени нагрева придонных частиц.

При охлаждении жидкости сверху (наиболее часто встречающийся случай в практике гидролога) конвективный процесс протекает в обратном порядке: охладившиеся, а следовательно, более тяжелые частицы жидкости начнут опускаться и вытеснять вверх более теплые, легкие частицы. В этом случае конвективный процесс также может распространиться на всю глубину или погаситься на некоторой глубине. Разница между обоими процессами заключается в том, что в первом случае активные ветви конвективных токов направлены вверх, а во втором – вниз. Реактивные ветви конвекции в обоих случаях также будут иметь направление, обратное активным (рис. 4.4.).

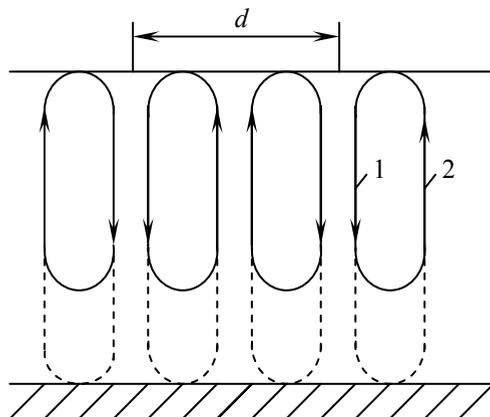


Рис. 4.4. Схема конвективного перемещения жидкости при охлаждении ее сверху:
1 – активная струя; 2 – реактивная струя

Изложенная схема конвективного перемещения жидкости при охлаждении сверху в применении к воде нарушается аномалией температуры наибольшей плотности при 4°C . При дальнейшем охлаждении воды сверху (ниже 4°C) конвекция прекращается и более холодные частицы жидкости (но более легкие) остаются на поверхности (рис. 4.5).

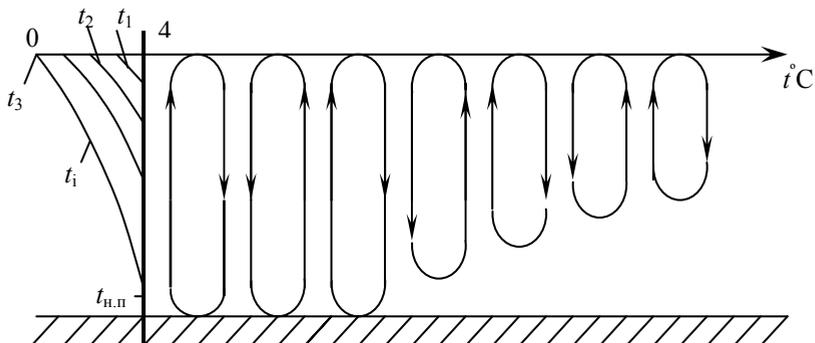


Рис. 4.5. Процесс охлаждения воды сверху до момента ледообразования:
 $t_{н.п}$ – температура наибольшей плотности; t_3 – температура замерзания;
 $t_1, t_2 \dots$ – последовательные значения температуры ниже 4°C

Состояние воды водоемов описывается уравнением

$$\rho = f(t, S, P), \quad (4.36)$$

которое с достаточной точностью можно представить в следующем виде:

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha(t - t_0) + \beta(S - S_0)], \quad (4.37)$$

где ρ_0 – равновесное (характерное) значение плотности, которому соответствует температура t_0 , соленость S_0 , а также

$$\alpha = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial t} \Big|_0 \quad \text{и} \quad \beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \Big|_0.$$

Эти параметры принимаются при давлении, равном атмосферному. Коэффициенты α и β в диапазоне наблюдающихся в водоемах суши температуры и солености можно считать постоянными. Однако уравнение (4.37) нельзя использовать при рассмотрении конвекции в пресной воде, развивающейся вблизи ее максимальной плотности. В этом случае уравнение состояния воды (4.36) существенно нелинейно.

Из вышеизложенного следует, что в зависимости от распределения температуры и солености по глубине водоема наблюдается плотностная стратификация:

- устойчивая при $dp/dz > 0$ – плотность слоев воды увеличивается с глубиной;
- равновесная при $dp/dz = 0$ – плотность слоев воды не меняется по глубине;
- неустойчивая при $dp/dz < 0$ – плотность слоев воды убывает с ростом глубины.

В океанологии в качестве показателя степени устойчивости плотностной стратификации вод океана принимают частоту вертикальных колебаний частиц воды N ($N^2 > 0$ – устойчивая, $N^2 = 0$ – равновесная, $N^2 < 0$ – неустойчивая стратификация). Ее обычно называют частотой Вайсяля.

Наблюдениями установлено, что плотностные конвективные течения воды в водоемах осуществляются в форме ячеистой конвекции: на поверхности воды ячеистая конвекция проявляется в виде шестиугольников (рис. 4.6). Эту форму конвекции в лабораторном эксперименте впервые наблюдал Бенар в 1900 г.

При развитой конвекции конвективные ячейки имеют пространственный характер в форме шестигранных призм, у периферии которых конвективные токи направлены вниз – реактивная струя, а в центре конвективные токи направлены вверх – активная струя. Активная струя несет большую энергию, она теплее, поэтому поднимается.

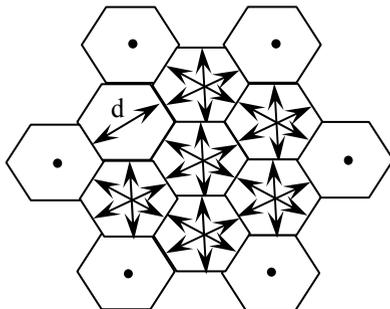


Рис. 4.6. Конвективные ячейки Бенара [8]

Описанный выше характер конвекции при наличии ветра резко изменяется, причем слабый ветер ее организует, а сильный – разрушает. Данные первых визуальных исследований конвекции в натуральных условиях при ветре И. Ленгмюра (1938 г.), В.А. Цикунова (1950 г.) и других можно истолковать так: слабый ветер над водной поверхностью приводит беспорядочную столбчатую конвекцию к спиралеобразной в виде соленоидов с горизонтальными осями, вытянутыми вдоль ветра (рис. 4.7). Эта гипотеза находит подтверждение в том, что на поверхности при ветре наблюдаются полосы пены, мелких плавающих предметов, пыли, которые располагаются примерно на равных расстояниях одна от другой и направлены по ветру. Эти полосы называют линиями схождения, они ограничивают ячейки конвекции. Выполненные в последнее время на Ладожском озере подробные исследования показали, что при глубине воды 8 м расстояние между линиями схождения $d \approx 13$ м, а при глубине 60 м $d \approx 35$ м, т.е.

расстояние d увеличивается с глубиной водоема. Глубина же проникновения циркуляции растет со скоростью ветра. По имени ученого, впервые описавшего этот вид конвективного течения, в литературе закрепился термин «циркуляция Ленгмюра».

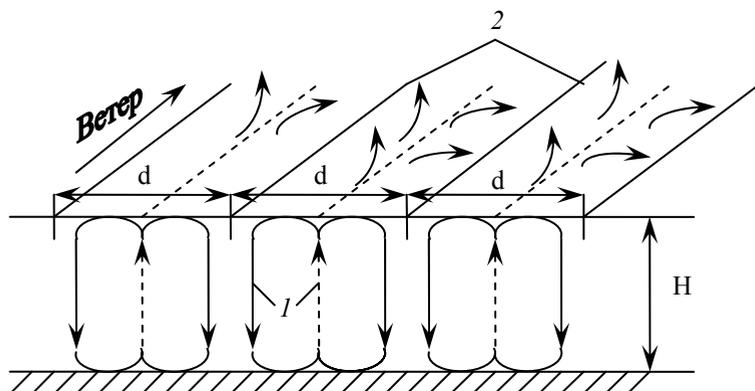


Рис. 4.7. Схема конвекции при слабом ветре [8]:
1 – конвективные токи; 2 – линии схождения

Таким образом, циркуляция Ленгмюра – это результат плотностной неустойчивости, возникающей при охлаждении поверхностного слоя воды под действием ветра.

4.6. Годовой термический цикл водоемов

При исследовании термического режима водоемов обычно исходят из его годового цикла, выделяя в нем по тем или иным критериям характерные периоды и фазы, в пределах которых схематизация термических процессов имеет свои особенности. Исследования условий формирования термического режима водохранилищ показали, что в основе деления годового термического цикла на отдельные периоды и фазы может лежать, например, перестройка структуры теплового баланса при смене знака некоторых его составляющих (в частности, Q_o или Q_k) (табл. 4.2).

Таблица 4.2

**Периоды и фазы годового термического цикла (ГТЦ)
глубокого водоема**

Термический режим	Периоды и фазы ГТЦ	Критерии определения периодов и фаз ГТЦ водоема	
		начало	конец
ЛЕТНИЙ	Весенняя гомотермия	$t_n = t_{cp}$	$t_{cp} = t_{br}$
	Летний нагрев - интенсивный - замедленный	$t_{cp} = t_{br}$ Q_k устойчиво отрицательный	Q_k устойчиво отрицательный $t_n \rightarrow \max$, Q_0 устойчиво отрицательный
	Летне-осеннее остывание	$t_n \rightarrow \max$, Q_0 устойчиво отрицательный	$t_n = t_{cp}$
	Осенняя гомотермия	$t_n = t_{cp}$	$t_{cp} = t_{or}$
ЗИМНИЙ	Предледоставное остывание	$t_{cp} = t_{or}$	$t_n = 0^\circ C$ $t_{cp} = t_n$ $Q_k = Q_n = 0$
	Термический режим водоема под ледяным покровом - охлаждение водоема под ледовым покровом - фаза устойчивой стратификации	$t_{cp} = t_l$ $t_n = 0^\circ C$ $Q_k = Q_n = 0$ Q_d устойчиво отрицательный	Q_d устойчиво отрицательный Q_R устойчиво положительный
	Подледный нагрев	Q_R устойчиво положительный	Q_0 устойчиво положительный, дата вскрытия уточняется по водоему-аналогу
	Весенний нагрев	Q_0 устойчиво положительный, дата вскрытия уточняется по водоему-аналогу	$t_n = t_{cp}$

Примечание. t_{cp} – средняя по глубине температура воды, °С; t_n – поверхностная температура воды, °С; t_l – температура льдообразования; t_{br} , t_{or} – температура воды периода весенней (осенней) гомотермии на водоеме (принимается равной температуре наибольшей плотности воды в зависимости от географического положения водоема).

Известно, что особенности формирования тепловых процессов любого водоема определяются главным образом поглощением и пропусканием лучистой энергии Солнца (радиационным теплообменом Q_R , равным разности поглощенной водой суммарной солнечной радиации и эффективным излучением водной поверхности), процессами теплообмена с атмосферой и грунтом дна (затратами тепла на испарение $Q_{и}$, конвективным теплообменом Q_k и теплообменом между водой и грунтом ложа водохранилища Q_D), притоком и оттоком тепла вследствие адвекции (суммарным адъективным потоком тепла Q_n), количеством теплоты, приносимым водами притоков, грунтовыми или промышленными водами, теплотой, поступающей в водоем с осадками.

Сумма тепловых потоков, поступающих в водоем (водоток), уходящих из него и определяющих его тепловой баланс, описывается формулой (4.20).

В уравнении (4.20) $Q_R > 0$, а остальные элементы могут иметь разные знаки.

В течение годового цикла значения отдельных составляющих уравнения (4.20) существенно меняются. Роль Q_R значительна в весенне-летний период, а Q_k – весной и осенью. Зимой наличие ледяного покрова полностью изолирует водные массы от многообразных связей с атмосферой, поэтому в этих условиях $Q_o = Q_R + Q_{и} + Q_k \approx 0$.

Особенности формирования термического режима водоема зависят главным образом от его проточности и морфометрических характеристик. Поэтому при анализе изменений температуры воды водоемы с термической точки зрения условно принято делить на мелкие и глубокие или на мелкие, глубокие и очень глубокие. Классификация водоемов по глубине проводится либо путем анализа и сопоставления численных значений специальных критериев, либо в соответствии с положениями, согласно которым к неглубоким можно отнести водоемы с глубинами 15-25 м, а к глубоким – водоемы, глубины которых превышают 30-40 м.

В мелких водоемах температура воды по глубине изменяется мало, а теплообмен с дном Q_D представляет существенную

часть теплообмена с атмосферой. В таких водоемах температура донных слоев воды в течение года меняется значительно, а ее колебания соизмеримы с колебаниями температуры воздуха. В глубоких водоемах придонные температуры обладают малой годовой амплитудой, а на крупных искусственных водоемах, например, водохранилищах Ангаро-Енисейского каскада ГЭС, летом устанавливается температурная стратификация.

По степени проточности, зависящей от удельного расхода стокового течения, водоемы подразделяются на проточные, малопроточные и непроточные.

Естественные озера относятся, главным образом, к категориям непроточных (бессточных) и малопроточных водоемов. В бессточном озере перенос тепла происходит главным образом в вертикальном направлении, причем основную роль играют свободная конвекция и физическая теплопроводность. В слабопроточных озерах наряду с вертикальным теплообменом за счет турбулентного и свободного конвективного перемешивания присутствует продольно направленный теплоперенос за счет вынужденной конвекции.

К малопроточным относятся водоемы, характеризующиеся относительно небольшими скоростями течения с удельными расходами 2-5 тыс. м²/сут., а к проточным – с удельными расходами 5-80 тыс. м²/сут., характерными для равнинных незарегулированных рек. Изменчивость морфометрических показателей водохранилищ по его длине, а также непостоянство сезонного удельного расхода воды приводят к тому, что водохранилище (или его участки) может относиться к различным типам по проточности и глубине, как в течение года, так и в различные по водности годы.

Вопросы для самоконтроля

1. Запишите уравнение теплового баланса для элементарного объема жидкости и поясните смысл входящих в него слагаемых.
2. Что такое энтальпия?
3. Запишите и поясните дифференциальное уравнение температурного поля турбулентного потока жидкости.

4. Запишите уравнение теплового баланса непроточного водоема. Чем определяется изменение средней температуры воды непроточного водоема во времени?
5. Какими элементами определяется суммарный тепловой поток через поверхность и дно водоема?
6. В чем заключается метод суперпозиции для расчета температуры воды по глубине водоема?
7. Как можно рассчитать температуру воды открытого водотока?
8. Какие полосы называют линиями схождения? Чем определяется расстояние между ними?
9. Как меняются значения отдельных составляющих в уравнении теплового баланса непроточного водоема в течение годового цикла?
10. Какие водоемы относятся к категории проточных, малопроточных, непроточных?
11. Чем обусловлены конвективные течения в водоемах?
12. Что такое «ячейки Бенара»? При каких условиях они наблюдаются?

ГЛАВА 5. ЛЕДОТЕХНИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ВОДОЕМОВ И ВОДОТОКОВ

5.1. Формирование ледяного покрова

Формирование ледяного покрова в водоемах и водотоках протекает в результате процессов теплообмена их с окружающей средой в осенне-зимний период года.

Осенне-зимний ледовый и термический режимы зависят от многих факторов: географических, климатических и погодных условий, размеров и глубины водоема, скорости течения, физических свойств воды и др.

Накопленные водой за лето запасы теплоты осенью расходуются при теплообмене с атмосферой. Понижение температуры воды за этот период происходит следующим образом: при достижении 4°C вода охлаждается с поверхности без перемешивания по глубине. Дальнейшее охлаждение воды на поверхности происходит до 0°C , и она может принять даже отрицательные значения порядка -1°C . Чем спокойнее вода, тем на меньшую глубину проникает переохлаждение. В тех же водоемах и водотоках, где наблюдается интенсивное турбулентное перемешивание, обусловленное волнением и течением, переохлаждение может наблюдаться во всей толще воды. Обычно оно выражается тысячными долями градуса, достигая даже $-0,1^{\circ}\text{C}$.

Переход переохлажденной воды в твердое состояние – лед происходит только при наличии в ней центров кристаллизации. В качестве центров кристаллизации могут выступать взвешенные частицы, находящиеся в воде, кристаллики льда или снега, поступающие в воду из воздуха, кристаллики льда, образующиеся в переохлажденной воде в результате ее движения, и т.д. Образовавшиеся в воде при ее замерзании кристаллы имеют иглообразную и пластинчатую форму. Всплывая на поверхность, они образуют пятна, напоминающие вылитый на воду жир. Поэтому такой лед называют *салом*. Чтобы эти кристаллы смерзлись в монолитный ледяной покров, достаточно одной безветренной ясной морозной ночи. При волнении происходит перемешивание масс воды. Процесс замерзания в этом случае растягивается на более длительный период по сравнению с периодом замерзания только при поверхностном охлаждении воды.

В водоемах и особенно на реках установление ледостава часто начинается с заберегов (замерзания сала в прибрежной зоне). По мере остывания воды водоемов и водотоков забереги растут в направлении их открытой части и в итоге смыкаются.

Если же при берегах наступит безветренная погода, то образование ледяной корки ускорится за счет смерзания в открытой части водоема плавающего сала. После образования корки льда толщиной около 0,01 м дальнейшее нарастание льда снизу обуславливается теплоотдачей на границе лед – воздух, наличием снега на льду и физическими свойствами воды и льда.

Ледяной покров на водоемах и водотоках может образоваться также при замерзании шуги. Внутриводный лед – это кристаллы льда, образовавшиеся во всей толще переохлажденной воды, а донный – скопление (примерзание) внутриводного льда на дне и на находящихся в воде предметах.

Длительность процесса замерзания водоемов и водотоков или продолжительность формирования ледяного покрова определяется соотношением между теплоотдачей с водной поверхности и интенсивностью турбулентного перемешивания водных масс. Характеристикой этого соотношения является параметр P_z – количество теплоты, выделяющееся при кристаллизации переохлажденной воды объемом $1 \times 10^{-6} \text{ м}^3$ на глубине z . При $z \rightarrow 0$ (для поверхностного слоя воды) данная характеристика определяется по формуле:

$$P_z = Q_n / \sqrt{\lambda_T m},$$

где Q_n – теплоотдача с водной поверхности;

λ_T – коэффициент турбулентной теплопроводности;

m – эмпирический параметр, характеризующий отношение температуры переохлажденной воды к теплоте, выделяющейся при ее кристаллизации.

При малых значениях коэффициента λ_T , т.е. при относительно слабом турбулентном перемешивании воды ($\lambda_T < 1$), основное количество теплоты при ее кристаллизации выделяется в поверхностном слое. Это условие отвечает спокойному и быстрому замерзанию водоемов, происходящему путем образования на поверхности воды ледяной корки. При больших значениях коэффициента турбулентной теплопроводности ($\lambda_T > 1$),

т.е. интенсивном перемешивании воды, характер распределения теплоты P_z по всей глубине приближается к равномерному. Это условие отвечает образованию льда во всей толще воды, а также появлению донного льда. В рассматриваемом случае замерзание водоема или водотока носит затяжной характер и может продолжаться в течение нескольких недель (рис. 5.1).

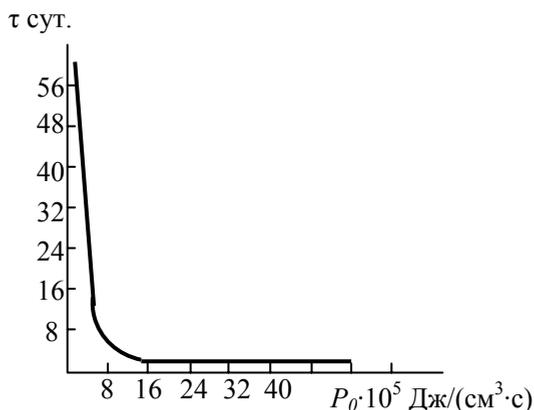


Рис. 5.1. Продолжительность периода замерзания τ в зависимости от теплоты P_0 , выделяющейся при кристаллизации воды в поверхностном слое

Таким образом, характеристикой распределения теплоты по глубине можно воспользоваться для решения вопроса о вероятности образования преимущественно поверхностного или внутриводного льда, а также для оценки периода замерзания водоема в зависимости от теплоты P_0 в поверхностном слое.

5.2. Расчет толщины ледяного покрова

До последнего времени вычисление возможной толщины ледяного покрова на реках, озерах и водохранилищах производилось по эмпирическим формулам. Большинство из этих формул имеет вид

$$h_x = \left(\sum_0^{\tau} \theta_2 \right)^n, \quad (5.1)$$

где h_x – толщина ледяного покрова;

$\sum_0^{\tau} \theta_2$ – сумма средних суточных значений температуры воздуха на высоте 2 м от начала образования ледяного покрова за период τ ;

φ и n – эмпирические коэффициенты.

Совершенно очевидно, что толщина ледяного покрова в значительной мере зависит от мощности и плотности снежного покрова, от погодных условий (ветреная или штилевая погода имеет место в период роста льда), от теплопотока из водной массы, от интенсивности потока лучистого тепла. Указанные факторы роста ледяного покрова не находят отражения в эмпирических формулах вследствие того, что существующие методы статистической обработки данных без привлечения физики не позволяют раскрыть формирование рассматриваемого явления.

Подходя к анализу исследуемого явления с позиций физики, отметим, что рост льда является чисто теплоэнергетическим процессом. Поэтому разрабатывать расчетные формулы для оценки толщины льда следует на основе использования уравнения теплового баланса:

$$L_{кр} \rho dh_l / d\tau = (Q_k + Q_u + Q_{из}) - (Q_{н.р} + q_{р.р} + Q_D + Q_{м.э}), \quad (5.2)$$

где $L_{кр}$ – удельная теплота кристаллизации;

ρ – плотность льда;

$dh_l / d\tau$ – интенсивность роста ледяного покрова;

Q_k – теплоотдача конвекцией;

Q_u – теплоотдача испарением;

$Q_{из}$ – теплоотдача излучением;

$Q_{н.р} + q_{р.р}$ – приход тепла прямой и рассеянной солнечной радиации;

Q_D – тепло переданное от ложа реки;

$Q_{м.э}$ – тепло, полученное за счет перехода механической энергии потока в тепловую.

Уравнение (5.2) является дифференциальным уравнением роста ледяного покрова. В этом уравнении можно ограничиться учетом лишь конвективного теплообмена Q_k , полагая, что ос-

тальные составляющие взаимно компенсируют друг друга. При этих условиях уравнение приобретает весьма простой вид:

$$L_{кр} \rho dh_l / d\tau = Q_k. \quad (5.3)$$

Для вычисления конвективного теплообмена существует известная зависимость

$$Q_k = \alpha_{сн} (t_{сн} - \theta_2), \quad (5.4)$$

где $\alpha_{сн}$ – коэффициент теплоотдачи от поверхности снега к воздуху;

$t_{сн}$ – температура снежного покрова;

θ_2 – температура воздуха на высоте 2 м.

Совместное решение уравнений (5.3) и (5.4) приводит к выражению

$$L_{кр} \rho dh_l / d\tau = \alpha_{сн} (t_{сн} - \theta_2). \quad (5.5)$$

В этом уравнении задается обычно температура воздуха θ_2 .

В среднем за длительный период количество теплоты, прошедшей через снежный покров, равно количеству теплоты, прошедшему через ледяной покров. Следовательно, можно написать

$$\lambda_{сн} (t_l - t_{сн}) h_{сн} = \lambda_l (t_{н.н.} - t_l) / h_l, \quad (5.6)$$

где $\lambda_{сн}$ и λ_l – коэффициенты теплопроводности, соответственно, снежного и ледяного покровов;

$h_{сн}$ и h_l – толщина, соответственно, снежного покрова и льда;

$t_{сн}$ – температура поверхности снега;

t_l и $t_{н.н.}$ – температура, соответственно, верхней и нижней поверхностей льда.

Преобразовав и решив уравнение (5.6) относительно толщины ледяного покрова, получим

$$h_l = -A + \sqrt{(A + h_{л0})^2 - [2\theta_2 \lambda_{л1} / (L_{кр} \rho)] (\tau - \tau_0)}, \quad (5.7)$$

где $\lambda_l / \alpha_{сн} + h_{сн} \lambda_l / \lambda_{сн} = A$;

$h_{л0}$ – толщина льда на начало расчетного периода τ_0 .

Когда по условиям задачи ограничиться учетом лишь конвективного теплообмена нельзя, пользоваться формулой (5.7) для расчета толщины льда не следует.

5.3. Расчет площади полыньи нижнего бьефа ГЭС и её шугопродуцирующей части

После установления ледостава на реке в нижнем бьефе ГЭС (в зоне влияния режима ее работы) в течение всего зимнего периода наблюдается полынья, длина которой может достигать 100 км и более. Размеры полыньи зависят от температуры сбрасываемой воды из водохранилища в нижний бьеф, теплоотдачи воды в атмосферу и от скоростного режима реки на этом участке.

Открытые водные поверхности реки в зимний период являются «фабриками» шуги и тумана. Шуга при остановке может образовать зажор, а это обусловит подъем уровня воды и затопление прилегающей территории и, следовательно, приведет к большим убыткам в народном хозяйстве. К этому же приводит и туман, вызывающий обледенение окружающей территории на расстояниях в десятки километров. Отмеченные последствия от открытых водных пространств в зимний период особенно характерны для сибирских и горных рек.

Расчет площади полыньи распадается на две части – на гидравлическую и теплотехническую.

Гидравлический расчет сводится к построению плана течений в нижнем бьефе ГЭС методом Н.М. Бернадского (рис. 5.2а).

Метод построения плана течений предусматривает наличие для нижнего бьефа плана русла в изобатах. Также должны быть известны отметка горизонта воды, ширина фронта сброса воды через плотину в нижний бьеф, расход сбрасываемой воды и коэффициент шероховатости русла в нижнем бьефе.

Построенный план течений должен содержать 4-5 струй.

Тепловой расчет полыньи выполняется после построения плана течений. В этом случае используется уравнение теплового баланса для водотока в виде:

$$dt/dx = \left(b_c \sum_1^n Q \right) / (c_p Q_c), \quad (5.8)$$

где t – температура воды;

x – продольная координата;

b_c и Q_c – ширина и расход струи;

$\sum_1^n Q$ – потери теплоты на зеркале водоема, состоящие из

теплоотдачи испарением, конвекцией, из потерь на излучение и т.д.

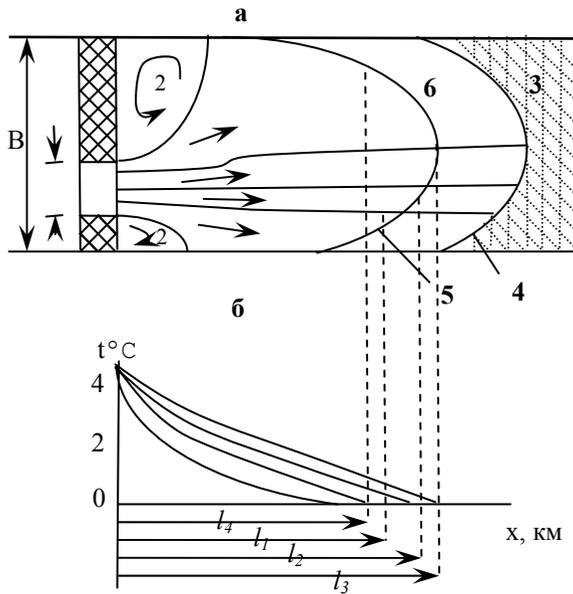


Рис. 5.2. Схема участка реки в нижнем бьефе ГЭС (а) и кривые падения температуры воды (б):
 1 – плотина; 2 – водоворот; 3 – ледяной покров;
 4 – кромка ледяного покрова; 5 – нулевая изотерма;
 6 – шугопродуцирующая площадь; l_1, l_2 , и т.д. – расстояние до нулевой изотермы в струях. Римские цифры – номера струй

По уравнению теплового баланса (5.8), записанному в конечных разностях, расчет выполняется по методу, изложенному в п. 4.4 для каждой струи в отдельности. В результате этого расчета получается кривые падения температуры вдоль каждой струи (рис. 5.2б).

По построенным графикам можно будет определить для каждой струи расстояние от начального створа (от створа сброса воды из водохранилища, где ее температура считается известной) до точки с нулевой температурой воды, т.е. длину полыньи. Линия, соединяющая найденные точки, называется нулевой изотермой.

Если расчет нулевой изотермы выполнен для установившихся метеорологических условий, то эта изотерма будет совпадать с кромкой сплошного ледяного покрова. При приходе волны тепла нулевая изотерма продвинется вниз по реке (уйдет под ледяной покров). Лед в этом случае будет таять. Если придет волна холода, то нулевая изотерма, наоборот, продвинется вверх по реке. Так как процесс нарастания льда со стороны его кромки протекает более медленно, чем продвижение нулевой изотермы, та кромка льда будет отставать, а это приведет к появлению полыньи, в зоне которой вода окажется переохлажденной.

Чтобы определить новое положение нулевой изотермы, необходимо вновь выполнить описанный выше тепловой расчет для каждой струи потока при новых граничных условиях.

Таким образом, шугообразующей площадью полыньи является не вся площадь открытой водной поверхности, а только та ее часть, которая расположена между нулевой изотермой воды и кромкой сплошного ледяного покрова, т.е. та площадь, где наблюдается переохлаждение воды.

5.4. Зажорные явления на реках

На отдельных участках рек может произойти задержка в образовании ледяного покрова. Чаще всего это наблюдается в нижних бьефах ГЭС [8], на перекатах и на быстротоках. В образовавшейся полынье может произойти переохлаждение воды. Это приводит к образованию внутриводного льда (шуги). Интенсивность шугообразования зависит как от теплообмена между водой и воздухом, так и от ее перемешивания.

Если участки реки прямолинейные, то шуга, как правило, проходит их без задержки. В тех же случаях, когда морфометрические и гидравлические характеристики по длине реки неоднородные (увеличивается глубина или ширина потока, появляются острова, осередки, извилины русла и т.д.), происходит перераспределение скорости потока по его глубине и ширине и, соответственно, изменяется (уменьшается) его транспортирующая способность. Уменьшение транспортирующей способности потока приводит к отложению шуги под ледяным покровом, в результате образуется так называемый *зажор* – скопление шуги с включением мелкобитого льда, вызывающее стеснение водного сечения и связанный с этим подъем уровня воды.

Зажоры распространены повсеместно, особенно на реках Кавказа, Средней Азии и горных участках рек Сибири. Ущерб, причиняемый зазорами народному хозяйству, огромен. Они вызывают затопление прибрежных районов, забивку водозаборных сооружений, падение напора на ГЭС и другие негативные явления. Выше зазора уровень воды поднимается, а ниже его, наоборот, опускается, вызывая осушение водозаборных сооружений.

Так, зазоры на р. Ангаре достигают по длине 20 км, вызывая при этом подпор воды в 7-8 м. На реках Средней Азии зазоры достигают 50 км при подпоре 12 м. Масса скопившегося ледяного материала в этих зазорах достигает десятков миллионов тонн. Если такое количество ледяного материала при прорыве подойдет к гидротехническому сооружению, то произойдет удар большой силы.

Развитие зазора с момента его образования определяется соотношением между интенсивностью размыва и отложения шуги: его рост наблюдается при увеличении расхода шуги. С уменьшением расхода шуги или прекращением ее поступления зазор постепенно размывается, оседает, а затем окончательно разрушается.

В настоящее время разработаны рекомендации по расчету зазорных явлений в нижних бьефах ГЭС [28], которые предлагают расход шуги выполнять по формуле, учитывающей степень покрытия водной поверхности шуголедяной массой:

$$Q_{ш} = \{1 - \exp[-q\tau / (L_{кр} a)]\}, \quad (5.9)$$

где q – плотность теплового потока через водную поверхность;

τ – время добегаания ледяных образований от нулевой изо-термы до кромки ледяного покрова;

a – количество льда, приходящееся на единицу поверхности;

v – средняя скорость шугохода на участке ледообразования;

B – ширина реки.

Количество льда (шуги), скопившегося в зазоре в натуральных условиях, можно определить двумя способами:

- бурением ледяного покрова и измерением толщины шуги под ним;
- по измеренным уровню и расходу воды на зазорном участке.

Используя второй так называемый гидравлический способ, можно определить количество льда в зажоре по формуле:

$$m_{\text{заж}} = \rho_{\text{заж}} \sum_1^n (F_{\text{заж}} L_i),$$

где $\rho_{\text{заж}}$ – плотность льда в зажоре;

L_i – длина i -того участка между створами;

n – число расчетных участков;

$F_{\text{заж}}$ – площадь поперечного сечения в зажоре.

5.5. Разрушение ледяного покрова

В данном разделе рассматривается процесс весеннего разрушения ледяного покрова водоемов и водотоков.

Процесс вскрытия водоемов и водотоков различен по продолжительности и определяется тепловыми и механическими факторами.

К тепловым факторам следует отнести, прежде всего, солнечную радиацию, приход теплых воздушных масс и поступление по реке теплых водных масс, что характерно для рек, текущих на север. К механическим факторам относятся течение воды под ледяным покровом, ветер, подъем уровня воды.

Рассмотрим действие этих факторов.

1. Процесс внутреннего таяния льда за счет поглощения солнечной радиации отличается некоторыми особенностями, вытекающими из характера строения ледяного покрова, которое, как известно, зависит от условий его формирования. Если ледяной покров сформировался из замерзшей суги, то он, как правило, содержит в себе различные вкрапления (органические и минеральные вещества), а сам лед состоит из кристаллов, отличающихся от кристаллов, образовавшихся при спокойном поверхностном замерзании воды. Наличие во льду примесей увеличивает его поглощательную способность по отношению к солнечной радиации, что сказывается на интенсивности его таяния и ослаблении связей между кристаллами льда. В результате сплошность ледяной массы нарушается, и она распадается на ряд зерен и столбчатых кристаллов.

Установлено, что при разрушении ледяного покрова на озерах и водохранилищах доминирующими факторами являются

тепловые, а механические только довершают этот процесс. В речных потоках, наоборот, механические факторы, воздействующие на него, превалируют над тепловыми.

2. Таяние снега, лежащего на водосборе и на льду реки, приводит к повышению уровня воды в реке и отрыву ледяного покрова от берегов. На ледяной покров, отошедший от берегов, по нижней его поверхности действует сила, обусловленная течением водного потока. Она вызывает в нем напряжения, которые могут превысить напряжения, определяющие прочность льда, и, следовательно, произойдет его разрушение на отдельные поля. Эти поля при столкновении с берегами и друг с другом разламываются на льдины, и начинается ледоход. Часто разрушение ледяного покрова происходит и в самом начале его таяния, до того как появятся закраины и разводья. В этом случае определяющим фактором разрушения является интенсивный подъем уровня воды, вызванный приходом паводковых волн. Такие случаи характерны для рек, текущих в северном направлении, а также для рек, имеющих водохранилища, из которых осуществляются весенние сбросы воды.

Действие ветра при разрушении ледяного покрова аналогично действию водного потока на него: оно сказывается в большей степени на озерах и водохранилищах. В этом процессе немалую роль играет также волнение воды, вызванное ветром.

5.6. Заторные явления на реках

Затор – это скопление льдин в русле реки во время ледохода, вызывающее стеснение водного сечения, и связанный с этим подъем уровня воды. Явление заторообразования широко распространено на реках нашей страны. Особенно оно типично для рек, текущих в северном направлении. Явление это стихийное, вызывает подъем уровня выше затора и затопление больших прилегающих к реке территорий, а нагромождение льда при заторе и лед, прорвавшийся в конце затора, разрушают гидротехнические сооружения, задерживают транспортное использование реки и т.д., что приносит значительный ущерб.

Изучение заторов представляет собой весьма сложную задачу. До сих пор не удалось в натуре измерить его параметры:

толщину затора по длине и ширине, массу льда в заторе, фильтрационный расход через него, скорость течения воды под затором и др. Средств дистанционного измерения этих параметров в настоящее время также нет.

Общим признаком места образования затора является понижение пропускной способности реки на каком-либо участке для раздробленного льда ледяного покрова. Это могут быть реки с крутыми поворотами, островами, порогами, суженным руслом, воздвигнутым в русле гидротехническим сооружением, с уменьшением глубины (предустьевая дельта), с уменьшением скорости течения (зона выклинивания подпора от гидротехнического сооружения) и т.п. Конечно, в некоторых случаях для образования затора большое значение имеют количество и интенсивность поступления льда к месту образования затора.

Механизм образования затора

К настоящему времени вопросу о механизме заторообразования посвящено большое количество работ. Несмотря на это он по-прежнему еще не раскрыт. Причиной тому являются недоступность затора и низкая техническая вооруженность исследователей. Заторы по механизму их образования делятся на два типа:

- образующиеся при подныривании льдин под кромку неподвижного ледяного покрова и отложении их подо льдом;
- образующиеся у кромки сплошного ледяного покрова (или любого другого препятствия) при скоплении ледяных масс.

Второй тип заторов наиболее распространен. Поэтому остановимся на рассмотрении механизма образования этого типа заторов.

Рассмотрим силовые условия формирования затора с помощью рисунка 5.3, на котором показаны схема образования затора и эпюра напряжения в ледяном покрове по его длине.

Известно, что при подъеме уровня воды в реке, вызванном весенним таянием снега, осадками или паводковой волной, происходит отрыв ледяного покрова от берегов с образованием закраин. В оторвавшемся от берегов ледяном покрове возникают напряжения, обусловленные трением воды о нижнюю поверхность льда.

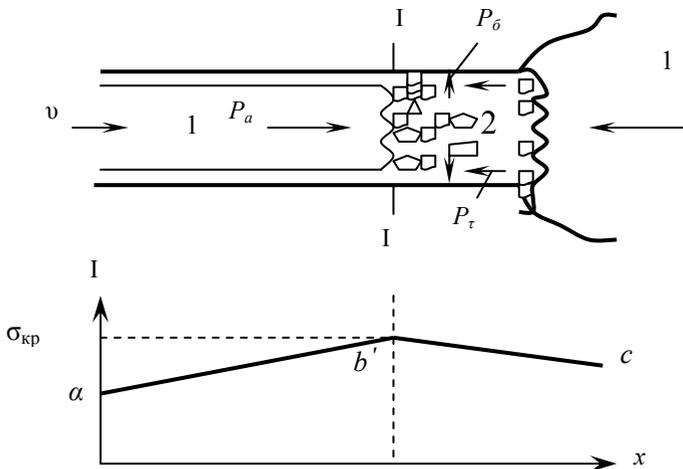


Рис. 5.3. Схема образования затора и эюра напряжений:
1 – монолитный лед; 2 – раздробленный лед

В результате этого действия в ледяном покрове реки происходит рост напряжений по его длине. Если в некотором створе $I-I$ напряжение достигнет критического значения $\sigma_{кр}$, равного σ_b (временное сопротивление льда ледяного покрова, соответствующее его прочности), то в этом створе и ниже от него по течению ледяной покров будет разрушаться, образуя так называемый битый (раздробленный) лед.

Образовавшееся ниже створа $I-I$ поле битого льда будет испытывать на себе действие активной силы, обусловленной трением потока о нижнюю поверхность сплошного ледяного покрова, и силы трения, вызванной взаимодействием битого льда и берегов, значения которых определяются по следующим формулам:

Активная сила:

$$P_a = \alpha_1 v^2, \quad (5.10)$$

где v – скорость течения воды подо льдом, м/с;

$\alpha_1 = 5 \text{ Па} \cdot \text{с}^2 / \text{м}^2$ – коэффициент гидродинамической нагрузки.

Сила трения:

$$P_{\tau} = C + fP_{\sigma},$$

где C – сила сцепления;

f – коэффициент трения раздробленного льда о берег;

P_{σ} – сила, действующая нормально к берегу со стороны раздробленного льда.

Эти силы направлены в противоположные стороны (рис. 5.3).

Если они не равны между собой, а затор находится в покое (равновесии), то, следовательно, должна существовать еще одна сила – P_n , равная разности первых двух сил. Эта сила обусловлена реакцией сплошного ледяного покрова или другого какого-либо препятствия, в которое упирается затор. Таким образом, уравнение равновесия сил, действующих в заторе, будет иметь вид

$$P_a = P_n + 2P_{\tau}. \quad (5.11)$$

В результате действия рассмотренных сил образуется затор торошения.

Скопление раздробленного льда в заторе приводит к перекрытию живого сечения реки, а это вызывает повышение уровня воды выше затора и, соответственно, уменьшение скорости течения. Следовательно, с некоторого момента времени прекратится действие силы, обусловленной скоростью потока. На этом формирование затора завершится. Непосредственно на участке стеснения русла уклон существенно увеличивается. На нижележащем участке наблюдается снижение расхода и уровня настолько, что оголяются водозаборные и другие сооружения. С этого момента начинается разрушение затора, а затем и его прорыв. Разрушение затора может происходить как в результате таяния льда затора под воздействием солнечной радиации, теплого воздуха атмосферы и теплой воды реки, так и в результате повышения уровня воды, при котором лед затора всплывет и, следовательно, связь его с берегами ослабевает. Этот фактор приводит к нарушению силового равновесия (5.11) – затор прорывается. Если в заторе наблюдается большой перепад уровней, то прорыв его будет определяться в основном гидростатическим давлением воды, скопившейся выше затора.

Методы борьбы с заторами и зажорами льда на реках

Заторы и зажоры льда ежегодно приносят крупные убытки народному хозяйству, а в отдельные неблагоприятные годы убытки возрастают многократно. Они вызывают зимние наводнения и разрушения заторным льдом различных гидротехнических сооружений: плотин, мостов, пирсов, перемычек, водозаборов и т.п. Заторы и зажоры свойственны большинству рек нашей страны.

Для выработки рациональных мер борьбы с этими явлениями необходимо хорошо знать их физику и причины возникновения. Однако процессы заторо- и зажорообразования изучены пока недостаточно. Поэтому некоторые методы борьбы с ними неэффективны, а такие как подрывы и бомбометание дают даже отрицательный эффект – уплотняют затор, приводят к гибели рыбы и разрушению сооружений, расположенных в районе затора. Борьба с заторами и зажорами должна вестись с учетом природных особенностей реки и закономерностей процесса. В связи с этим различают три направления:

1) принятие предупредительных мер: возведение изолированных или каскада гидроузлов; проведение выправительных работ в русле реки; поддержание отметки горизонта воды в верхнем или нижнем бьефах на нужном уровне; взламывание льда и создание прохода для льда, подходящего сверху, ледоколами, ледорезными машинами, взрывами; ослабление льда путем посыпки его темными порошками, химическими веществами или покрытием теплоизоляционными пеноматериалами; искусственное усиление ледяного покрова путем удаления с него снега или намораживания льда с целью создания затора льда выше по течению от защищаемого участка;

2) непосредственная борьба: при помощи ледоколов, подрывов, бомбометания, артобстрела, регулирования уровня воды водохранилища. Но при этом следует обратить внимание, что наибольший эффект будет достигнут, если ниже затора или зажора река будет освобождена от ледяного покрова или же в нем будет проделан достаточно широкий канал;

3) заблаговременное предсказание места образования затора или зажора и его мощности. В этом случае могут проводиться

ледокольные, взрывные, ледорезные и другие работы или приняты меры для изменения скоростного режима потока.

Работы по ликвидации затора или зажора будут тем эффективнее, чем точнее будет определено их наиболее напряженное место.

5.7. Воздействие льда на гидротехнические сооружения

Лед, как и большинство тел природы, при повышении температуры расширяется, а при понижении сжимается. Ледяной покров на реках и озерах подчиняется тем же законам. Расширяясь при повышении температуры, ледяной покров оказывает давление на берега и на гидротехнические сооружения.

В гидротехнике принято называть давление ледяного покрова при повышении его температуры *статическим давлением*, оно может составлять порядка $(1,0-1,5) \cdot 10^6$ Н/м². Известно большое число случаев, когда были повреждены не только подвижные части плотин, но и маяки, пирсы и другие сооружения.

Для практического использования при расчете статического давления ледяного покрова на гидротехнические сооружения строительные нормы и правила (СНиП), рекомендуют использовать формулу:

$$P'_{\text{ххмакс}} = P_0 + 2\mu\alpha v \quad , \quad (5.12)$$

где P_0 – сжимающее напряжение;

μ – коэффициент вязкости;

$P'_{\text{ххмакс}}$ – давление от ледяного покрова за счет пластической и упругой деформации;

α – коэффициент линейного расширения льда;

v – максимальная скорость повышения температуры за время $\tau = 6$ ч при 4-срочных наблюдениях (по существу $v = \delta$), °С;

ϕ – безразмерный коэффициент, определяемый в зависимости от относительной толщины ледяного покрова.

Разработано также руководство по определению ледовых нагрузок на гидротехнические сооружения, в котором приводятся примеры их расчета [32].

В осенний и особенно в весенний периоды гидротехнические сооружения (плотины и их элементы, причальные стенки,

маяки, опоры мостов) испытывают нагрузки от движущихся ледяных полей во время ледохода и от прорвавшихся зазорных и заторных масс льда.

Эти нагрузки обусловлены кинетической энергией движущегося льда, поэтому в гидротехнике их принято называть *динамическими нагрузками*.

Решающую роль в них играет масса льда ледяного поля, зазора и затора. Если ледяное поле небольших размеров, то при встрече с опорой или стенкой оно останавливается (при небольшой скорости движения), разворачивается и уносится потоком дальше. При большой скорости движения такое поле испытывает смятие в точке соприкосновения с опорой и даже разрушается. Крупные же поля, как правило, при ударе разрушаются или прорезаются опорой.

Большой вклад в разработку методов расчета взаимодействия ледяных полей с опорами и другими гидротехническими сооружениями внес профессор Новосибирского института инженеров железнодорожного транспорта (НИИЖТ) К.Н. Коржавин [15]. Он отмечал, в частности, что давление льда на опору зависит не только от кинетической энергии ледяного покрова, но и от густоты ледохода, прочности льдин, формы опоры в плане материала и характера обработки поверхности опоры, способности опоры к деформации, формы водной поверхности у опоры и т.д.

Максимальная нагрузка на опору при прорезании ею льдины может быть определена по формуле:

$$P_1 = m_f \sigma_p b h_l, \quad (5.13)$$

где m_f – коэффициент формы опоры (табл. 5.1);

σ_p – предел прочности льда на раздробление;

b – ширина опоры;

h_l – толщина льдины.

Для случая, когда происходит остановка ледяного поля опорой, расчет нагрузки на последнюю выполняется из выражения:

$$P_2 = 0,4 v_{л} h_{л} \sqrt{m_{\epsilon} \Omega \sigma_p}, \quad (5.14)$$

где $v_{л}$ – мгновенная скорость подхода льдины;

m_{ϵ} – коэффициент формы опоры (табл. 5.1);

Ω – площадь ледяного поля.

Таблица 5.1

**Коэффициенты формы m_j и m_e
для опор с передней гранью различного вида**

Коэффици- циент	Много- гранник	Прямо- угольник	Треугольник, с углом заострения в плане, град.					
			45	60	75	90	120	150
m_i	0,90	1,00	0,54	0,59	0,64	0,69	0,77	1,00
m_e	2,4	2,7	0,2	0,5	0,8	1,0	1,3	2,7

Строгой теории описания разрушения льда еще нет. Считается, что разрушение льда происходит двояко: при его сжатии и при сдвиге (срезе) по определенным плоскостям монокристаллов, из которых он состоит.

Запас прочности сооружений, подвергающихся воздействию ледяного покрова, обосновывается максимальной прочностью льда. Наибольшей прочностью лед обладает при его разрушении сжатием.

Вопросы для самоконтроля

1. Какими факторами определяется формирование ледяного покрова в водоемах и водотоках?
2. Какой лёд называют салом?
3. Что такое шуга?
4. Чем определяется продолжительность формирования ледяного покрова?
5. Какими факторами определяется толщина ледяного покрова?
6. Каково влияние зажоров на гидротехнические сооружения?
7. Как можно определить количество льда (шуги), скопившегося в зажоре?
8. Какими факторами определяется процесс вскрытия водоемов и водотоков? Каково действие этих факторов?

9. Что такое заторы? Каковы механизмы их образования?
10. Какие методы борьбы с заторами и зажорами льда на реках вы знаете?
11. Чем определяется статическое давление льда на гидротехнические сооружения?
12. Чем обусловлены динамические нагрузки льда на гидротехнические сооружения?

ГЛАВА 6. ИСПАРЕНИЕ С ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ, СНЕГА, ЛЬДА И ПОЧВЫ

Испарение – это процесс, при котором вещество из жидкого (вода) или твердого (снега, льда) состояния переходит в пар. Обратный переход – пара в воду – называют *конденсацией*. В случае перехода вещества из твердого состояния непосредственно в парообразное, процесс называют *возгонкой*. Процесс перехода в пар воды, содержащейся в почве, покрытой растительностью, называют суммарным испарением, состоящим из физического испарения с почвой – *десукции*, а растениями – *транспирации*.

Благодаря процессам испарения и конденсации в атмосфере непрерывно происходит круговорот воды.

Испарение с различных поверхностей (вода, снег, лед, почва) интересует очень многих специалистов как в научном плане, так и в практическом при решении различных народно-хозяйственных задач, связанных с использованием водных ресурсов. Сведения об испарении необходимы при изучении водного и теплового балансов этих объектов, а также в связи с проектированием (эксплуатацией) водохранилищ, гидравлических, тепловых и атомных электростанций, систем водного транспорта, мелиорации земель и т.д.

6.1. Физика процесса испарения с поверхности воды и факторы, её определяющие

Рассмотрим процесс испарения в замкнутом объеме.

Молекулы жидкости, обладая кинетической энергией, постоянно совершают хаотические движения. Скорость таких движений является важным показателем величины кинетической энергии. При колебательном движении в пар переходят молекулы воды, обладающие наибольшей скоростью по сравнению с другими молекулами. Чтобы оторваться от поверхности воды, испаряющаяся молекула должна преодолеть силы притяжения со стороны оставшихся, а также внешнее давление уже образовавшегося пара над этой поверхностью.

При испарении температура воды понижается. Объясняется это тем, что жидкость покидают молекулы, обладающие наибольшей энергией. Следовательно, средняя энергия молекул, оставшихся в ней, понижается. Охлаждение воды методом испарения широко применяется в водохранилищах – охладителях, градирнях, брызгальных бассейнах, специальных сооружениях, предназначенных для охлаждения в них воды атмосферным воздухом.

Испарение происходит при любой температуре. Одновременно с испарением наблюдается процесс конденсации водяного пара, т.е. происходит непрерывный обмен молекулами между этими фазами. В зависимости от преобладания того или иного процесса над поверхностью будет образовываться насыщенный водяной пар (преобладает процесс испарения), возникает динамическое равновесие (процессы испарения и конденсации равнозначны) или имеет место перенасыщенный водяной пар (преобладает процесс конденсации). Указанные состояния водяного пара в воздухе можно характеризовать соответствующими разностями давления водяного пара:

$$e_0 - e > 0, \quad e_0 - e = 0, \quad e_0 - e < 0,$$

где e_0 – давление насыщенного водяного пара в воздухе, определяемое по температуре поверхности воды;

e – парциальное давление водяного пара в воздухе;

$(e_0 - e)$ – дефицит насыщения воздуха, обозначаемый обычно буквой d .

Итак, в замкнутом объеме интенсивность испарения зависит от температуры поверхности воды, определяющей значение e_0 , и фактического парциального давления водяного пара e над испаряющей поверхностью. Чем выше температура воды и ниже фактическое парциальное давление водяного пара, тем больше испарение.

В естественных условиях температура воды и влажность воздуха меняются и зависят от многих факторов: солнечной радиации, радиационного излучения, скорости воздушных масс и т.д. Особенно сильно скорость ветра влияет на испарение с поверхности малых водоемов. Испарившаяся с них влага сразу же уносится воздушным потоком за пределы водоема, и, следова-

тельно, насыщения водяного пара над водоемами не происходит, что способствует дальнейшему испарению воды.

В штилевую погоду перенос водяных паров от водной поверхности осуществляется за счет молекулярной диффузии и вертикального обмена, обусловленного разностью плотности воздуха на различных высотах. В этом случае основную роль играет конвективный обмен. Водяной пар легче воздуха, поэтому обогащенный водяными парами воздух у водной поверхности легче менее обогащенного ими на высоте. В результате прилегающий к водной поверхности воздух поднимается вверх, а вышележащий, как более тяжелый, наоборот, опускается вниз.

Испарение с поверхности соленой воды слабее, чем с пресной, и тем меньше, чем больше концентрация солей. Оно зависит также от состава солей, содержащихся в воде.

6.2. Расчет испарения с поверхности воды

Оценка испарения с водной поверхности может быть произведена с использованием нескольких методов. Более точным из разработанных методов считается инструментальный (прямой) метод, т.е. метод непосредственного измерения слоя испарившейся воды с помощью водных испарителей. К прямому методу относится и пульсационный метод. Однако они не всегда могут быть использованы вследствие их трудоемкости и невозможности применения при разработке проекта. Поэтому для определения испарения с поверхности воды разработаны косвенные методы, основанные на уравнениях водного и теплового балансов, турбулентной диффузии водяного пара в атмосфере. Рассмотрим некоторые из них.

Метод водных испарителей. Для характеристики испарения с водной поверхности создается сеть водно-испарительных площадок, оборудованных стандартными сетевыми испаромерами ГГИ-3000 (площадью $0,3 \text{ м}^2$, высотой $0,6 \text{ м}$) и эталонными водно-испарительными бассейнами (площадью 20 м^2 , глубиной 1 м). Испарение между сроками наблюдений по испаромеру вычисляется как разность между уровнями воды в нем в предыдущий и текущий сроки наблюдений плюс слой осадков за период наблюдений.

Пульсационный метод. Известно, что потоки воздуха в атмосфере почти всегда имеют турбулентный характер движения. Поэтому уравнение переноса водяного пара в атмосфере необходимо привести к виду, учитывающему этот факт.

В этом случае выражение для расчета испарения имеет вид:

$$E = p \cdot u' \cdot q', \quad (6.1)$$

где u' и q' – пульсационные добавки, соответственно, скорости ветра и удельной влажности.

Полученная формула имеет простой вид, однако этот метод практического применения для расчета испарения не получил вследствие отсутствия высокочувствительной аппаратуры для измерения пульсаций влажности воздуха.

Метод водного баланса. Метод предусматривает использование уравнения водного баланса, составленного применительно к водоему для оценки испарения в виде

$$E = x + y_1 - y_2 + y'_1 - y'_2 + \Delta H, \quad (6.2)$$

где E – испарение с поверхности воды;

x – осадки, выпадающие на водную поверхность;

y_1 и y_2 – приток и отток поверхностных вод;

y'_1 и y'_2 – приток и отток подземных вод;

ΔH – изменение уровня воды в водоеме.

При отсутствии притока и оттока уравнение (6.2) примет вид

$$E = x + \Delta H. \quad (6.3)$$

Для небольших водоемов некоторые составляющие уравнения (6.2) определяются с малой точностью (подземный приток и отток воды), а другие составляющие, такие как водозабор мелких потребителей, конденсация водяных паров и т.д., вообще не измеряются, поэтому значения испарения получаются недостаточно надежные. Таким образом, с помощью метода водного баланса достаточно точные результаты могут быть получены только при надёжном определении всех его составляющих. Рассматриваемый метод имеет ограниченное применение для расчета испарения с проектируемых водохранилищ.

Метод теплового баланса. Метод предусматривает использование уравнения теплового баланса, записанного для водной поверхности в следующем виде:

$$R = L_u E + P + B, \quad (6.4)$$

где R – радиационный баланс;

L_u – удельная теплота испарения;

E – испарение;

P – турбулентный теплообмен между водной поверхностью и воздухом;

B – теплообмен между водной поверхностью и нижележащими слоями воды.

Уравнение (6.4) выражает закон сохранения и превращения энергии. Согласно этому закону разность между поступающей тепловой энергией в водоем и уходящей из него должна быть равна изменению количества теплоты водной массы водоема за рассматриваемый промежуток времени. Применительно к поверхности воды эта разность тепловой энергии равна нулю.

С учетом соотношения, устанавливающего связь между количеством теплоты, получаемой водной поверхностью от воздуха при турбулентном теплообмене, и количеством теплоты, затрачиваемым на испарение, уравнение (6.4) преобразуется:

$$E = (R - B) / [L_u (1 - \alpha dt/dq)], \quad (6.5)$$

где ρ и c_p – плотность воздуха и его удельная теплоемкость при постоянном давлении;

t и q – температура и удельная влажность воздуха;

$$\alpha = c_p / L_u.$$

Подставив средние значения удельной теплоты испарения воды ($L_u = 2500$ кДж/кг) и удельной теплоемкости воздуха ($c = 1,0$ кДж/(кг·°С), а также перейдя от удельной влажности q к парциальному давлению водяного пара в воздухе e , пренебрегая при этом поправкой на давление, получим выражение:

$$E = (R - B) / [250 (1 + 0,64 \Delta t / \Delta e)], \quad (6.6)$$

где E , мм/ч;

R и B , кДж/(м²·ч);

Δt – разность температуры поверхности воды и воздуха, измеренной на высоте 2 м;

Δe – дефицит насыщения на высоте 2 м.

Метод теплового баланса не нашел широкого применения в гидрологической практике, связанной с расчетами испарения. Основная причина его невостребованности заключается в отсут-

ствии данных непрерывных градиентных наблюдений за метеорологическими элементами над акваторией водоемов и в их водной массе.

Метод турбулентной диффузии. Этот метод является одним из перспективных для оценки испарения с поверхности водоема. Он разработан на основании использования теории турбулентной диффузии.

Формула для расчета испарения по методу турбулентной диффузии запишется в виде

$$E = \rho k \frac{0,623}{P} \cdot \frac{de}{dz}, \quad (6.7)$$

где P – атмосферное давление;

ρ – плотность воздуха;

$\frac{de}{dz}$ – изменение парциального давления с высотой;

k – коэффициент турбулентного обмена.

Формула (6.7) хотя и простая по структуре, однако практическое применение ее затруднено в связи с отсутствием градиентных наблюдений за влажностью воздуха и сложностью определения коэффициента турбулентного обмена k , зависящего от многих факторов: скорости воздушного потока, стратификации характеристик приводного слоя воздуха, шероховатости подстилающей поверхности, местных физико-географических условий и др.

К настоящему времени предложено довольно большое число формул для определения этого коэффициента. Так, А.Р. Константинов использует следующее. Выражение для коэффициента турбулентного обмена при равновесной стратификации имеет вид:

$$k = \chi^2 \cdot z \cdot \omega_1 / \ln(z_1/z_0), \quad (6.8)$$

где $\chi = 0,38$ – постоянная Кармана;

z – высота измерения;

z_0 – высота шероховатости, т.е. уровень, на котором скорость ветра равна нулю;

ω_1 – скорость ветра на высоте $z_1 = 1$ м.

Подставив выражение (6.8) в уравнение (6.7) и проинтегрировав его с учетом логарифмического закона распределения

парциального давления водяного пара по высоте, получим выражение для расчета испарения в общем виде:

$$E = b\omega_1 (e_0 - e_2).$$

Подставив в него средние значения метеорологических элементов, будем иметь

$$E = 0,12\omega_1(e_0 - e_2), \quad (6.9)$$

где E – слой испарившейся воды, мм/сут.;

e_0 – давление насыщенного водяного пара у поверхности воды;

e_2 – давление насыщенного водяного пара на высоте $z_2 = 2$ м.

Расчет испарения по эмпирическим формулам. Развитие крупного гидротехнического и мелиоративного строительства стимулировало разработку эмпирических формул для расчета слоя испарившейся воды. В настоящее время таких формул разработано большое число, но почти все они имеют структуру, предложенную ещё Дальтоном (1802 г.):

$$E = \varepsilon_0(e_0 - e_2), \quad (6.10)$$

где ε_0 – коэффициент, зависящий от скорости ветра.

Большое число формул типа (6.10) связано в основном с предложениями по определению ветрового коэффициента ε_0 .

Проверка точности различных формул по оценке испарения с водной поверхности показала, что наиболее оптимальной является следующая:

$$E = 0,14(1 + 0,72 \omega_2) (e_0 - e_2). \quad (6.11)$$

Эта формула рекомендуется для расчета испарения с водной поверхности в условиях равновесной стратификации атмосферы в приводном слое, т.е. когда разность значений температуры воды и воздуха не превышает 4°C . При наличии неравновесных условий в приводном слое воздуха необходимо рассчитывать испарение по формуле В.А. Рымши и Р.В. Донченко (1965) либо по уравнению А.П. Браславского и С.Н. Нургалиева [30].

Для этого необходимо знать температуру, влажность воздуха и скорость ветра, измеренные непосредственно над поверхностью водоема. Таких наблюдений, за редким исключением, не имеется. Поэтому для расчета испарения по приведенным формулам используют данные о состоянии воздушной массы, полу-

ченные на континентальных метеостанциях, но с учетом ее трансформации при переходе с суши на водную поверхность. Чтобы использовать данные континентальных метеостанций, их корректируют введением коэффициентов:

1) скорость ветра на высоте 2 м над поверхностью водоема ω_2 корректируется введением сразу трех коэффициентов, т.е.

$$\omega_2 = k_1 k_2 k_3 \omega_\phi,$$

где k_1 , k_2 , k_3 – коэффициенты, учитывающие, соответственно, степень защищенности метеорологической станции на суше, характер рельефа в пункте наблюдений и среднюю длину разгона воздушного потока над водной поверхностью водоема;

ω_ϕ – скорость ветра на высоте флюгера;

2) парциальное давление водяного пара на высоте 2 м над поверхностью водоема рассчитывается следующим образом:

$$e_2 = e'_2 + (0,8e_0 - e'_2)M,$$

где e'_2 – парциальное давление водяного пара, измеренное на высоте 2 м на континентальной метеостанции;

e_0 – давление насыщенного водяного пара, определенное по температуре поверхности воды;

M – коэффициент трансформации, учитывающий изменение влажности и температуры воздуха в зависимости от размера водоема;

3) температура воздуха на высоте 2 м над поверхностью водоема уточняется аналогично парциальному давлению водяного пара:

$$\theta_2 = \theta'_2 + (t_n - \theta'_2)M,$$

где θ'_2 – температура воздуха на высоте 2 м на континентальной метеостанции;

t_n – температура поверхности воды;

4) температура поверхности воды берется на основе натуральных наблюдений за предыдущие годы на данном водоеме, водоеме-аналоге или рассчитывается с использованием метода теплового баланса.

6.3. Расчет испарения с поверхности снега и льда

В практике расчетов применяют одни и те же методы оценки испарения с поверхности снега и льда. Однако интенсивность испарения со льда выше, чем со снега. Это различие в интенсивностях испарения обусловлено большей плотностью льда по сравнению со снегом. Чем больше плотность какого-либо вещества, тем выше его теплопроводность. Температура поверхности льда также будет выше температуры поверхности снега. Это объясняется тем, что с увеличением плотности вещества (льда по сравнению со снегом) толщина его слоя поглощения солнечной радиации уменьшается, что приводит к большему возрастанию температуры поверхности плотного вещества. Поэтому интенсивность испарения с более плотного снега выше, чем с менее плотного и, тем более, со свежеснежного рыхлого.

Испарение с поверхности снега, так же как и испарение с поверхности воды, определяется разностью температуры ($t_{н.сн.} - \theta$) ($t_{н.сн.}$ – температура поверхности снега (льда); θ – температура воздуха), разностью между давлением насыщенного водяного пара, определяемым по температуре поверхности снега ($e_{o\ сн.}$), парциальным давлением водяного пара в воздухе (e) и скоростью ветра (ω). Принято значения температуры, парциального давления водяного пара в воздухе и скорости ветра измерять на высоте 2 м над поверхностью снега и обозначать их, соответственно, θ_2, e_2, ω_2 .

Расчет испарения с поверхности снега может быть выполнен теми же методами, что и расчет испарений с поверхности воды: водного и теплового балансов, турбулентной диффузии и по эмпирическим формулам.

Расчет испарения с поверхности снега методом теплового баланса производится по выражению, аналогичному зависимости (6.5):

$$E = (R - B) / [283,3(1 + 0,57\Delta t/\Delta e)], \quad (6.12)$$

где E , мм/ч при R и B , кДж/(м²·ч);

$\Delta t = t_2 - t_{0,2}$ и $\Delta e = e_2 - e_{0,2}$ – разность температуры и парциального давления водяного пара в воздухе на высоте 2 и 0,2 м над поверхностью снега.

Однако данное уравнение, несмотря на теоретическую обоснованность, пока не получило широкого распространения на практике в расчетах испарения с поверхности снега и льда ввиду малости испарения. Поэтому в настоящее время при расчетах испарения с поверхности снега используются эмпирические формулы вида:

$$E = (\alpha + \beta \omega_{10})(e_{0\text{сн}} - e_2), \quad (6.13)$$

где α, β – коэффициенты;

ω_{10} – скорость ветра на высоте флюгера;

$e_{0\text{сн}}$ – давление насыщенного водяного пара в воздухе, определяемое по температуре поверхности снега, гПа;

e_2 – парциальное давление водяного пара в воздухе на высоте 2 м, гПа.

При отсутствии сведений о температуре поверхности снега применяется выражение

$$E = (\alpha_1 + \beta_1 \omega_{10})d_2, \quad (6.14)$$

где α_1, β_1 – коэффициенты;

d_2 – дефицит насыщения воздуха на высоте 2 м над поверхностью снега, гПа.

Для расчета испарения в случае, когда поверхность снега (льда) равна 0°C , используют следующую формулу:

$$E = [0,018(T_n - \theta_2)/\omega_{10} + 0,10 \omega_{10}]/(6,11 - 0,01 r_2 e_{0,2}), \quad (6.15)$$

где 6,11 гПа – давление насыщенного водяного пара при температуре 0°C , остается неизменным в течение всего периода снеготаяния;

e_o – давление насыщенного водяного пара, определяемое по температуре воздуха на высоте 2 м;

r_2 – относительная влажность воздуха на высоте 2 м.

6.4. Расчет испарения с поверхности почвы

Для определения испарения с поверхности почвы и речных бассейнов разработаны различные методы [39]. Они делятся на экспериментальные и расчетные. Определение испарения с поверхности почвы с помощью испарителей и лизиметров рассматривается в специальном курсе, поэтому здесь не описывается.

С помощью указанных методов оценивается суммарное испарение без разделения его на физическое испарение с почвы,

транспирацию и испарение влаги, задержанной стеблями и листьями при выпадении осадков. Это объясняется, прежде всего, сложностью их раздельного учета, а также тем, что перечисленные виды испарения осуществляются одновременно и при расчете норм водопотребления растений учитываются совместно.

Испарение влаги с почвы, лишенной растительности, зависит от её содержания в почве и глубины залегания, пористости грунта и размеров пор. Эти и другие факторы определяют приток влаги в жидком и парообразном состоянии к поверхности почвы по порам (капиллярам). В процессе её испарения можно выделить три стадии. Первой стадии соответствует период, когда после увлажнения почвы до полной влагоёмкости испарение равно испаряемости. В период второй стадии испарение определяется притоком воды к поверхности из нижележащих слоев. Третья стадия охватывает период просыхания почвы.

Первым наиболее значительным теоретическим исследованием испарения из почвы является работа И. Стефана (1871). Он получил следующую формулу для расчета интенсивности испарения жидкости из капилляра:

$$i = \frac{D_p P_\phi}{l} \ln \frac{P_\phi - P_\Pi}{P_\phi - P_l}, \quad (6.16)$$

где $D_p = D\mu / (R_c T)$ – коэффициент пропорциональности;

D – коэффициент диффузии паров жидкости в воздухе при абсолютной температуре T и атмосферном давлении P_ϕ ;

μ – относительная молекулярная масса жидкости;

R_c – универсальная газовая постоянная;

l – расстояние от устья капилляра до фронта смачивания его стенок жидкостью;

P_Π и P_l – соответственно, парциальное давление паров жидкости в воздухе у устья капилляра и в воздухе в поперечном сечении капилляра на глубине l (рис. 6.1).

Экспериментальная проверка формулы (6.16) показала соответствие между результатами опытов и расчетов, выполненных по ней.

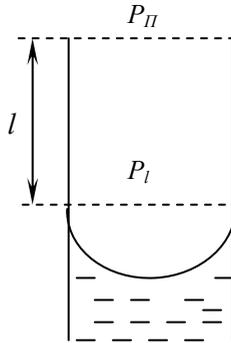


Рис. 6.1. Схема к расчету капиллярного испарения

Для тех случаев, когда перепад парциальных давлений пара относительно мал, а атмосферное давление P_0 значительно больше P_l , формула (6.16) может быть сведена к обычному уравнению диффузии для расчета интенсивности испарения из капилляра на уровне $l = 0$:

$$i_{l=0} = -D_p(P_l - P_{II})/l. \quad (6.17)$$

В настоящее время широкое распространение получили методы расчета испарения с поверхности суши, основанные на его связи с испаряемостью, осадками и другими элементами водного баланса. К ним следует отнести, например, уравнения Э.М. Ольдекопа, Р. Шрейбера, М.И. Будыко, В.С. Мезенцева, В.И. Бабкина и других авторов.

В связи с отсутствием достаточно полных и обоснованных теоретических методов расчета испарения воды с просыхающей почвы разработан ряд эмпирических зависимостей. Из этих зависимостей наибольшее распространение получила формула С.Ф. Аверьянова [8]

$$E = E_0(1 - H / H_{KP})^n, \quad (6.18)$$

где E_0 – испаряемость, мм/сут.;

H – глубина залегания грунтовых вод;

$H_{KP} = 170 + 80$ – критическая глубина залегания грунтовых вод, при которой начинается их испарение;

θ – средняя годовая температура воздуха;

n – коэффициент, зависящий от типа почв.

Зависимость (6.18) применяется для расчетов испарения при сравнительно продолжительных бездождевых периодах. Для случая выпадения осадков в рассматриваемый период А.И. Будаговский (1959) рекомендует применять следующую формулу:

$$E = E_0 \{ \gamma (W - W_p) \exp(-x / E_0) + (1 - \exp(-x / E_0)) \}, \quad (6.19)$$

где x – сумма осадков за расчетный интервал времени;

E_0 – сумма испаряемости за тот же интервал;

γ – коэффициент, зависящий от типа почв;

W – объемная влажность почвы;

W_p – влажность разрыва капиллярной связи, при которой прекращается восходящее движение подвешенной воды.

Суммарное испарение почвенной влаги может быть определено также с помощью методов водного и теплового балансов.

Наибольшее распространение в практике получили комплексные схемы расчета испарения. Согласно М.И. Будыко [8]

$$E = E_0 \bar{W} / W_{KP}, \quad (6.20)$$

где \bar{W} – запасы продуктивной влаги в верхнем метровом слое почвогрунтов;

W_{KP} – критическая продуктивная влажность почвы, при которой испарение принимается равным испаряемости.

В.Г. Андреянов предложил более полную структуру формулы комплексного метода:

$$E = kx + (E_0 - kx) \bar{W} / W_H, \quad (6.21)$$

где kx – доля атмосферных осадков, испаряющихся со смоченных поверхностей растительного покрова и почв;

W_H – наименьшая продуктивная влагоемкость почвы.

Практические рекомендации по применению расчетных методов для определения испарения с различных видов поверхности суши (с неорошаемых и орошаемых сельскохозяйственных полей, с леса, болот и др.), а также метод почвенных испарителей излагаются в специальных курсах. Эти методы также детально изложены в Рекомендациях по расчету испарения с поверхности суши [29].

Для расчета суммарного испарения разработано много эмпирических уравнений. Примером является формула С.И. Харченко [36], полученная на основании обобщения материалов лизиметрических наблюдений:

$$E = E_0 \exp(-mH), \quad (6.22)$$

где m – параметр, зависящий от фаз развития растений и водно-физических свойств почвы.

Параметр m получен для бездождных периодов, его значения приведены в таблице 6.1.

Таблица 6.1

Значения коэффициента m в формуле (6.22)

Почвогрунты	Период до посева и первая декада после посева	Вторая декада после посева	Декада в период активной вегетации	Последняя декада перед	
				датой полной спелости	уборкой и весь следующий
Глинистые	1,2	0,9	0,7	0,9	1,2
Суглинистые	1,4	1,0	0,8	1,0	1,4
Супесчаные	2,0	1,6	1,1	1,6	2,0

Вопросы для самоконтроля

1. Какой процесс называют испарением?
2. Для каких целей исследуют процессы испарения с поверхностей воды, снега, льда и почвы?
3. Чем объясняется понижение температуры воды при испарении?
4. От каких параметров зависит интенсивность испарения в замкнутом объеме и в естественных условиях?
5. Какие методы используют для расчета испарения с поверхности воды?
6. Какие методы используют для расчета испарения с поверхности снега и льда?

7. Чем обусловлено различие в интенсивностях испарения снега и льда?
8. Какие методы используют для определения испарения с поверхности почвы?
9. Какие теоретические зависимости для расчета испарения воды с поверхности почвы вы знаете?
10. Запишите эмпирические зависимости для расчета испарения воды с поверхности почвы?

ГЛАВА 7. ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОФИЗИКИ ПОЧВ

Почва как физическое тело представляет собой полидисперсную гетерогенную систему, т.е. она состоит из частиц, различных по величине, минералогическому и химическому составу. Между слагающими почву частицами образуются пустоты, или поры, в которых находятся почвенные раствор и воздух. Размер, форма и способ упаковки почвенных частиц и их агрегатов определяют соотношение между объемами, занимаемыми в почве твердой фазой, жидкостью и газом. Кроме того, они влияют на физическое состояние и поведение почвенного раствора и содержащихся в нем элементов питания растений, а также на энергетику и подвижность воды – основного компонента почвы и биосферы в целом.

7.1. Влага в почве

Почва как многофазная, полидисперсная система способна поглощать и удерживать воду.

Вода поступает в почву в виде атмосферных осадков, грунтовых вод, при концентрации водяных паров из атмосферы, при орошении.

Поступающая в почву влага подвержена воздействию сил различной природы, под действием которых она может либо передвигаться, либо задерживаться. Такими силами являются сорбционные, осмотические, менисковые и гравитационные.

А.А. Роде (1965) выделяет следующие категории почвенной влаги:

Кристаллизационная влага отличается исключительно высокой прочностью связи и неподвижностью.

Твердая влага – лед. Неподвижная влага.

Парообразная влага передвигается в виде водяного пара от участков с большой упругостью к участкам с малой упругостью.

Прочносвязанная влага удерживается адсорбционными силами. Образует на поверхности почвенных частиц тонкую пленку толщиной в 2-3 молекулы. Может передвигаться лишь в парообразном состоянии.

Рыхлосвязанная влага удерживается на поверхности тонких пленок прочносвязанной воды силой ориентированных мо-

лекул. Толщина такой влаги может достигать десятков молекулярных диаметров воды. Передвигается под влиянием сорбционных сил.

Свободная влага не связана силами притяжения с почвенными частицами, передвигается под воздействием капиллярных и гравитационных сил.

Границы значений влажности, характеризующие пределы почвления различных категорий почвенной влаги, называются *почвенно-гидрологическими константами*. Выделяют шесть основных гидрологических констант, которые выражают в процентах от массы или объема почвы.

1. Максимальная адсорбционная влагоемкость (МАВ) – наибольшее количество прочносвязанной воды, удерживаемое силами адсорбции. Влага не доступна растениям.

2. Максимальная гигроскопичность (МГ) – наибольшее количество влаги, которое почва может сорбировать из воздуха, насыщенного водяным паром. Влага не доступна растениям.

3. Почвенная влажность устойчивого завядания растений (ВЗ) – влажность, при которой растения обнаруживают признаки завядания. Нижний предел доступности растениям влаги $VЗ = (1,3 \div 1,4) МГ$.

4. Влажность разрыва капиллярной связи (ВРК) – влажность почвы, лежащая в интервале между наименьшей влагоемкостью (НВ) и влажностью завядания растений (ВЗ), при которой подвижность подвешенной влаги в процессе иссушения резко уменьшается. При этой влажности сохраняется связность капилляров.

5. Наименьшая, или предельная, полевая влагоемкость (НВ, или ППВ) – максимальное количество капиллярно-подвешенной влаги.

6. Капиллярная влагоемкость (КВ) – максимальное количество капиллярно-подпертой влаги.

7. Полная влагоемкость (ПВ) – наибольшее количество воды, которое может содержаться в почве при заполнении всех ее пор:

$$ПВ = (1 - \rho/d)/\rho, \quad (7.1)$$

где ρ – плотность почвы;

d – плотность твердой фазы почвы.

Важнейшими водными свойствами почв являются водоудерживающая способность, водопроницаемость и водоподъемная способность.

Водоудерживающая способность – свойство почвы удерживать то или иное количество воды, обусловленное действием сорбционных и капиллярных сил.

Влагоемкость – количество воды, характеризующее водоудерживающую способность почвы.

В зависимости от сил, удерживающих влагу в почве, различают максимальную адсорбционную, капиллярную, наименьшую и полную влагоемкость.

Влагопроницаемость – способность почвы воспринимать и пропускать через себя воду. Различают две стадии водопроницаемости – впитывание и фильтрацию. Когда почвенные поры полностью насыщены водой, начинается фильтрация, т.е. движение в условиях сплошного потока жидкости.

Рассмотрим процесс передвижения влаги в почве.

Если все поровое пространство заполнено водой, то процесс движения влаги в такой двухфазной (только твердая и жидкая фаза) системе называется фильтрацией. Именно фильтрация воды в почве является основной для понимания процессов движения воды.

Передвижение влаги в водонасыщенной почве описывается законом Дарси

$$v = k_{\phi} \partial H / \partial x, \quad (7.2)$$

где v – скорость фильтрационного потока;

k_{ϕ} – коэффициент фильтрации, см/сут., м/сут.;

$\partial H / \partial x$ – градиент гидростатического давления (напора), или гидравлический градиент.

Фактически гидравлический градиент – это потеря напора на единицу длины толщины образца почвы.

Коэффициент фильтрации k_{ϕ} – это способность проводить насыщенный поток влаги под действием градиента гидравлического давления. Он является постоянной характеристикой для данного почвенного объекта и относится к фундаментальным, базовым почвенным свойствам.

Коэффициент фильтрации k_ϕ зависит от механического состава, структуры почвы (от размера и характера распределения пор) и от вязкости жидкости, его значения колеблются в значительных пределах (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Диапазоны средних значений коэффициента фильтрации для различных по ганулометрическому составу почв

Почвенные объекты	Диапазон k_ϕ , см/сут.
Песчаная почва	300-800
Суглинистая	20-100
Глины	1-50

Коэффициент фильтрации определяется экспериментально в полевых условиях или в лаборатории. Разработаны также формулы для его определения. Одной из таких является формула Козени, усовершенствованная Карманом:

$$k_\phi = \frac{\varepsilon^3}{(1-\varepsilon)^2} \frac{g}{\chi \mu S_0^2}, \quad (7.3)$$

где ε – пористость в долях объема почвы;

g – ускорение свободного падения;

χ – постоянная Кармана, равная 5;

μ – коэффициент вязкости жидкости;

S_0 – удельная поверхность почвы или грунта, т.е. суммарная поверхность всех частиц в 1 м^2 , отнесенная к 1 г почвы.

Передвижение влаги в водоненасыщенной почве. В результате выполнения многочисленных экспериментальных работ установлено, что влага в водоненасыщенных почвах передвигается при наличии градиентов влажности, температуры, плотности почвы, концентрации химического раствора и др., т.е. в одинаковых почвах наиболее интенсивное движение влаги происходит из областей с более высокой влажностью или температурой в области с низкой влажностью и температурой. Движение этой влаги обусловлено, во-первых, климатическими условиями: осадками, влажностью и температурой воздуха, ат-

мосферным давлением, солнечной радиацией, поверхностным стоком, испарением и, во-вторых, гидрологическими факторами: глубиной залегания грунтовых вод, влагопроводностью, водонасыщенностью почвы и др.

Расход влаги через поперечное сечение почвы определяется по формуле

$$q = \omega v_{cp} \quad (7.4)$$

или

$$q = W_{об.п} v_{cp}, \quad (7.5)$$

где v_{cp} – средняя скорость движения влаги;

ω – поверхностная пористость почвы, т.е. число пор, входящее на 1 м^2 ;

$W_{об.п}$ – объемная пористость, численно равна поверхностной.

Объемная пористость – это объем пор в 1 м^3 почвы. Она выражается в процентах общего объема взятого образца.

Если наблюдается передвижение влаги из одной области почвы в другую, то оно должно подчиняться уравнению неразрывности влагопереноса

$$\partial W_{об} / \partial \tau + \partial q / \partial n = 0, \quad (7.6)$$

где τ – время;

n – нормаль, вдоль которой происходит движение влаги.

Отличительной особенностью водоненасыщенных почв является то, что влага в них распределена крайне неравномерно в виде различных микрообъемов в жидком и парообразном состояниях. В связи с этим она находится под воздействием различных сил и, следовательно, обладает различной способностью к передвижению.

К этим силам относятся:

- силы тяжести (гравитационной силы). Они заставляют влагу просачиваться в нижележащие слои;

- адсорбционные силы, т.е. силы взаимодействия воды с твердой стенкой (частицами почвы). Они называются также силами молекулярного притяжения. Эти силы «закрепляют» молекулы воды по поверхности частиц почвы, создавая вокруг них водные оболочки (пленки);

- капиллярные силы (силы поверхностного натяжения). Они проявляются при наличии воды в тонких капиллярах;
- осмотические силы. Эта сила возникает в местах соприкосновения растворов разной концентрации и вод разной температуры. Влага осмотического давления перемещается из областей с меньшей концентрацией в области с большей концентрацией раствора.

7.2. Водный режим почв

Водным режимом называется совокупность всех явлений поступления влаги в почву, ее передвижения, удержания в почвенных горизонтах и расхода из почвы.

Общее уравнение водного баланса выражается формулой:

$$\begin{aligned} B_0 + O_c + B_{\Gamma} + B_K + B_{\text{ПР}} + B_B = \\ = E_{\text{ИСП}} + E_T + B_{\text{И}} + B_{\text{П}} + B_C + B_1, \end{aligned} \quad (7.7)$$

где B_0 – запас влаги в почве в начале наблюдения;

O_c – сумма осадков за весь период наблюдения;

B_{Γ} – количество влаги, поступающей из грунтовых вод;

B_K – количество влаги, конденсирующейся из паров воды;

$B_{\text{ПР}}$ – количество влаги, поступающей в результате поверхностного притока воды;

B_B – количество влаги, поступающей от бокового притока почвенных и грунтовых вод;

$E_{\text{ИСП}}$ – количество влаги, испарившейся с поверхности за весь период наблюдения (физическое испарение);

E_T – влага, расходуемая на транспирацию (десукция);

$B_{\text{И}}$ – влага, инфильтрующаяся в почвенно-грунтовую толщу;

$B_{\text{П}}$ – количество воды, теряющееся в результате поверхностного стока;

B_C – влага, теряющаяся при боковом внутрипочвенном стоке;

B_1 – запас влаги в конце периода наблюдения.

Левая часть уравнения – приходные статьи баланса, правая – расходные.

Водный баланс может быть составлен применительно к разным почвенным слоям, ко всей толще почвы или до определенной глубины. Чаще всего запасы влаги, статьи прихода и расхода ее в почве вычисляют в миллиметрах водного слоя или в тоннах на гектар.

Содержание влаги вычисляют отдельно для каждого генетического горизонта почвы, так как плотность и влажность сильно изменяются по профилю. Запасы воды в отдельном слое определяются по формуле:

$$B = U \cdot \rho \cdot H, \quad (7.8)$$

где B – запас воды для слоя H , м³ на 1 га;

U – весовая влажность, %;

ρ – плотность, г/см³;

H – мощность горизонта, см.

Для пересчета запасов воды в мм водного слоя необходимо ввести коэффициент 0,1.

В агрономической практике важно учитывать общий и полезный запасы воды в почве.

Общий запас воды (ОЗВ) – суммарное ее количество на заданную толщину почвы. Он может быть рассчитан по формуле:

$$ОЗВ \text{ (м}^3\text{/га)} = U_1\rho_1H_1 + U_2\rho_2H_2 + \dots, \quad (7.9)$$

где $U_1\rho_1H_1$ – соответственно, весовая влажность, плотность и мощность первого слоя;

$U_2\rho_2H_2$ – то же – второго слоя.

Полезный запас воды в почве (ПЗВ) – суммарное количество продуктивной или доступной растениям влаги в толще почвы:

$$ПЗВ = 0,75HB - BЗ. \quad (7.10)$$

По А.М. Шульгину (1967), оптимальный запас продуктивной влаги в метровом слое почвы в период вегетации лежит в пределах 100-200 мм, а в пахотном слое – 20-50 мм.

Применительно к различным природным условиям Г.Н. Высоцким (1934) установлены четыре типа водного режима – промывной, периодически промывной, непромывной и выпотной.

Промывной тип водного режима почв характерен для местностей, где сумма годовых осадков больше величины испаряемости. При этом избыток осадков проникает в глубокие слои почвы вплоть до грунтовых вод. Тогда поступление воды из грунтовых вод к поверхности почвы ($B_{Г}$) будет меньше количества воды, инфильтрующейся в почву ($B_{И}$).

Отношение количества осадков к испаряемости называется годовым коэффициентом увлажнения (КУ). Для промывного типа водного режима КУ больше 1.

Промывной тип водного режима характерен для большинства почв таежно-лесной зоны.

Непромывной, или *замкнутый*, тип водного режима почв характеризует регионы, где влага осадков распределяется только в верхних горизонтах и не достигает грунтовых вод. Грунтовые воды залегают здесь глубоко, и их капиллярная кайма не достигает почвенного слоя, увлажняемого осадками.

Такой тип водного режима присущ большинству степных почв (черноземы, каштановые). В них связь между атмосферой и грунтовой влагой осуществляется через слой с очень низкой влажностью, поддерживающейся в течение длительного периода на одном уровне. Этот слой Г.Н. Высоцким назван «мертвым» горизонтом за степень увлажнения, близкую к ВЗ. Обмен влагой через него идет путем передвижения воды в виде пара.

Периодически промывной тип водного режима характеризуется чередованием ограниченного промачивания толщи почвогрунта (непромывные условия) и сквозного промывания ее (промывной тип режима). Такие условия свойственны лесным почвам.

Выпотной тип водного режима отличается преобладанием восходящего потока влаги в толще почвогрунта. Этот режим проявляется при неглубоком залегании грунтовых вод.

В таких условиях грунтовые воды по капиллярам сообщаются с корнеобитаемым слоем и даже с поверхностью почвы. Влага находится в капиллярноподпертом состоянии. Годовой коэффициент увлажнения меньше 1.

Выпотной тип водного режима характерен для гидроморфных солончаков, пойменных почв. Для них испарение превышает сумму осадков, а дефицит влаги погашается подтоком грунтовых вод.

Регулирование водного режима почв осуществляется комплексом приемов, направленных на устранение неблагоприятного водоснабжения растений. Оно основано на учете климатических и почвенных условий, а также потребностей выращиваемых культур в воде.

В конкретных почвенно-климатических зонах разрабатываются способы регулирования водного режима почв. Почвы

переувлажненные нуждаются в осушительных мелиорациях – устройстве закрытого дренажа или использовании открытых дрен для отвода избыточной влаги.

Улучшению водного режима слабодренированных территорий зоны избыточного увлажнения способствуют планировка и нивелировка поверхности почвы.

На почвах с временным избыточным увлажнением целесообразно с осени делать гребни. Они способствуют увеличению физического испарения, а по бороздам происходит поверхностный сток воды за пределы поля.

Все приемы окультуривания почвы (создание глубокого пахотного слоя, улучшение агрегатности, увеличение пористости, рыхление подпахотного слоя и др.) повышают ее влагоемкость и способствуют накоплению больших продуктивных запасов влаги в корнеобитаемом слое.

В зоне неустойчивого увлажнения регулирование водного режима направлено на максимальное накопление влаги в почве и на рациональное ее использование. Одним из распространенных способов влагонакопления является задержание снега и талых вод. Для этого используется стерня, кулисные растения, валы из снега и т.д. Для уменьшения поверхностного стока применяется зяблевая вспашка поперек склонов, обвалование, ячеистая обработка почвы и пр.

Исключительная роль в накоплении почвенной влаги принадлежит полесозащитным лесным полосам.

Эффективному использованию влаги, накопленной в почве, способствуют многие агротехнические приемы. Поверхностное рыхление почвы весной позволяет избежать ненужных потерь ее в результате физического испарения. Послепосевное прикатывание почвы увеличивает ее плотность в поверхностном слое. Создаваемая разность плотностей почвы вызывает капиллярный подток влаги из нижележащего слоя и способствует конденсации водяных паров воздуха.

Большое значение в улучшении водного режима почв зоны недостаточного увлажнения имеет введение черных, кулисных и сидеральных паров.

7.3. Мерзлотное пучение почв и грунтов

Мерзлотное пучение почвы – широко известное явление природы. Оно распространено повсюду, где грунт промерзает на некоторую глубину, и особенно характерно для районов многолетней мерзлоты.

Мерзлотное пучение почвы связано с образованием в нем линз чистого льда.

Такие линзы прослеживаются, например, повсеместно вдоль берегов северных рек, в обнажениях которых они достигают размеров порядка 20-30 м. В северных районах страны образование линз льда и связанное с ним пучение грунта не вызывает особых хлопот, так как эти территории мало населены. В районах средних широт их необходимо учитывать, поскольку мерзлотное пучение приносит существенный ущерб народному хозяйству. Например, образование линзы льда в грунтовой дорожке приводит к ее вспучиванию. Весной же при оттаивании грунт дороги сползает на стороны, а после расслаивания самой линзы образуется провал. Таким образом, уменьшается прочность и надежность дороги.

Основным методом борьбы с пучением грунта является пропитывание его химическими растворами в целях цементации (упрочения) или засыпка под полотном дороги щебенки или песка на глубину промерзания грунта. В этих материалах вода не задерживается.

Чем же объясняется образование и рост с нижней поверхности линзы чистого льда в промерзающем грунте?

В настоящее время трудами советских ученых, и в частности – Б.Ф. Рельтова, установлено, что перемещением воды из области с малым давлением в область с более высоким давлением (снизу вверх) является химический и термический осмос и определяется по формуле

$$P = \rho_{M.G} h_{M.G} + \rho_{\lambda} h_{\lambda}, \quad (7.11)$$

где $\rho_{M.G}$ и ρ_{λ} – плотность грунта и льда;

$h_{M.G}$ и h_{λ} – толщина слоя грунта и льда.

7.4. Снежные лавины

Вода в жидком виде может содержаться также в снежном покрове. Мокрый снежный покров представляет собой трехфазную систему, состоящую из ледяных кристаллов, воды и воздуха, содержащего водяной пар. Соотношение фаз для снега является неустойчивым (переменным), в связи с изменением его плотности под воздействием физико-механических процессов, протекающих в снежном покрове, и особенно в период снеготаяния. Именно в этот период водные свойства снежного покрова имеют особенно большое значение для прогноза схода лавин и паводков. Водные свойства снежного покрова слабо изучены, так как теория движения влаги в многофазной пористой среде еще недостаточно разработана.

Из физических процессов, происходящих в снежном покрове, большое значение имеет фирнизация снега. *Фирнизация* – это процесс превращения свежевывапавшего снега, состоящего из отдельных снежинок с их своеобразной формой, в бесформенную массу ледяных зерен, сначала мелких, а затем все более и более крупных. Фирнизация снега в равнинных условиях имеет большое значение для понимания поведения снежного покрова в течение зимы и его таяния весной; в горных условиях фирнизация ведет к образованию лавин, льда, ледников.

Причины фирнизации снега различны. Учеными было предложено несколько гипотез для объяснения процесса фирнизации снега: режеляционная, рекристаллизационная, сублимационно-термодинамическая, сублимационно-энергетическая.

Режеляционная гипотеза, поддержанная в свое время Б.П. Вейнбергом, объясняет фирнизацию снега в основном явлением режеляции и лишь частично – рекристаллизацией. Слабой стороной этих воззрений является то обстоятельство, что режеляция возможна лишь при температуре, близкой к 0°C , тогда как фирнизация снега наблюдается при температуре, значительно более низкой. Поэтому только режеляцией объяснить все виды фирнизации снега нельзя.

В настоящее время большинство ученых склоняются к мысли, что ведущая роль в физических процессах, происходя-

щих в снежном покрове, принадлежит возгонке и сублимации совместно с теплообменом снежного покрова с подстилающей поверхностью и атмосферой [6].

Внутри снежной толщи за счет ее высоких теплоизоляционных свойств возникает температурный градиент. Он, соответственно, обуславливает градиент парциального давления водяного пара, находящегося в порах этой толщи. Водяной пар мигрирует из теплых нижних слоев толщи в более холодные поверхностные, где происходит его сублимация – рост кристаллов. Верхние слои снежного покрова становятся плотнее нижних; нижние же слои олазываются более рыхлыми за счет испарения с кристаллов льда.

Таким образом, сублимационно-энергетическая гипотеза фирнизации снега основана на учете тепловой энергии, поступающей из почвы в снежный покров [16].

Тепловой поток q при этом непостоянен в течение зимы и даже в течение суток. Тем не менее доминирующее его направление снизу вверх в свободную атмосферу сохраняется неизменным и не может не влиять на структуру снежного покрова. Зная тепловой поток, можно рассчитать количество вещества, сублимирующегося в верхнем слое снежного покрова, и скорость роста грани кристалла льда, перпендикулярной к поверхности охлаждения:

$$m = \frac{1}{L_{\text{воз}}} \cdot \frac{dq}{d\tau}, \quad (7.12)$$

$$v_n = \frac{1}{\rho L_{\text{пл}}} \cdot \frac{dq}{d\tau}, \quad (7.13)$$

где $L_{\text{воз}}$ и $L_{\text{пл}}$ – удельная теплота возгонки и плавления льда;
 τ – время;

$\frac{dq}{d\tau}$ – интенсивность теплоотдачи в атмосферу;

ρ – плотность льда.

В тающем снеге тепловая волна проникает только до глубины пропитывания снега водой. На границе этого слоя весь поток тепла расходуется на таяние снега, и температура здесь остается равной 0°C .

Процесс фирнизации снега в целом является совокупностью всех частных физических процессов, происходящих в снежном покрове – режеляции, рекристаллизации, повторного таяния и замерзания, сублимации и возгонки, теплопередачи из почвы через снег и др.

В настоящее время считается установленным, что снежные лавины образуются на склонах гор крутизной порядка 20-40°. Лавина возникает при нарушении устойчивости снежного покрова по причине уменьшения сил сцепления и коэффициента внутреннего трения в нижних слоях горизонта. В процессе метаморфизма кристаллов льда образуется глубинный иней (изморозь) и рыхлый крупнозернистый фирновой снег. Процесс разрыхления сопровождается оседанием снежного покрова, при котором теряется его связь с подстилающей поверхностью, и происходит сползание по склону снежного пласта. Сначала происходит медленное сползание пласта, затем, по мере увеличения напряжения сдвига, скорость движения возрастает и может достигнуть 300 км/ч.

Предельная толщина снежного покрова на ослабленной поверхности, превышение которой приводит к нарушению устойчивости, можно рассчитать по формуле

$$h_{кр} = C / [\rho g (\sin \psi - \cos \psi tg \varphi)], \quad (7.14)$$

где C – сцепление снега;

ρ – плотность снега;

g – ускорение свободного падения;

ψ – угол наклона склона;

$tg \varphi$ – коэффициент трения.

Лавины возникают также при резких суточных колебаниях температур воздуха. В этом случае причиной нарушения устойчивости снежного покрова являются трещины, имеющиеся в нем при температурном сокращении плотного снега. Другой вид лавин образуется из свежеснежавшего снега после обильного снегопада. Не успев уплотниться, этот снег соскальзывает по старому, более плотному, и вовлекает в движение нижележащие слои. Здесь высота снежного покрова определяется из уравнения:

$$H_{кр} = C / [\rho g \cos \psi (\sin \psi - \cos \psi tg \varphi)]. \quad (7.15)$$

Формулы (7.14) и (7.15) справедливы для случаев, когда угол наклона склона ψ больше угла внутреннего трения φ . При $\psi \leq \varphi$ устойчивость снежного покрова обеспечена при любой его мощности.

С момента перехода температуры воздуха через 0°C со склонов сходят так называемые мокрые лавины. Они образуются в период снеготаяния, когда талые воды просачиваются до грунта, а затем выступают в роли смазочных материалов между грунтом склона и снегом.

Снежная лавина – грозное стихийное явление. Лавина, сопровождающаяся воздушной волной, способна разрушить мосты, дороги, населенные пункты. В настоящее время, чтобы предотвратить огромный ущерб, причиняемый народному хозяйству лавинами, прогнозируют их сход, а иногда этот сход вызывают искусственно.

Если рассматривать почву как полупроницаемую мембрану с большой концентрацией солей в растворе у ее поверхности по сравнению с нижерасположенными слоями, то можно обнаружить подъём воды к поверхности и образование некоторого давления.

Известно, что при замерзании раствора из него в осадок выпадает растворенное вещество, а образующийся лед становится пресным. Поэтому при замерзании почвы с раствором соль будет выпадать в осадок, что приведет к увеличению концентрации раствора на границе мерзлого и талого грунта по сравнению с начальной σ_0 .

Наличие градиента концентрации $\frac{d\sigma}{dz}$ приводит к явлению химического осмоса, когда вода из нижних слоев грунта будет подниматься к верхним, т.е. к поверхности льда, и там замерзать. Поступление воды вверх осуществляется со скоростью

$$v_{осм} = -k \frac{d\sigma}{dz}, \quad (7.16)$$

где k – коэффициент пропорциональности, зависящий от свойств почвы;

z – ордината, направленная вниз.

В общем случае *химический осмос* можно определить как проникновение молекул растворителя через полупроницаемую мембрану, разделяющую чистый растворитель и раствор или два раствора различной концентрации.

При промерзании грунта образование линз льда происходит при выполнении следующего условия:

$$v_{осм} \geq \frac{dh_{м.з.}}{d\tau},$$

т.е. когда скорость промерзания грунта меньше скорости подтока влаги к границе (к линзе).

На движение влаги в почве оказывает влияние также *термический осмос*. В силу температурного градиента происходит передвижение влаги из области с высокой температурой в области с более низкой. Это передвижение может накладываться на движение влаги, обусловленное химическим осмосом.

Приведем пример, непосредственно связанный с образованием внутригрунтового льда и имеющий отношение к гидрологическим наблюдениям.

Весной, после оттаивания грунта, часто обнаруживается, что сваи на гидрологическом посту изменили свои отметки – «подросли», а телеграфные столбы стоят не вертикально, а с некоторым наклоном. Такие явления наблюдаются тогда, когда при их сооружении не была учтена глубина промерзания почвогрунтов. Под свай или столбом при замерзании грунта в данном случае может образоваться линза льда, которая выдавит их на некоторую высоту. Весной при оттаивании грунта происходит его осыпание в зону оттаивания линзы. Следовательно, свая и столб опуститься на прежнее место не смогут.

Вопросы для самоконтроля

1. Какой почвогрунт называют водонасыщенным, водоне- насыщенным?
2. Какова последовательность расположения зон в почвенном профиле?
3. Как можно математически описать передвижение влаги в водонасыщенной почве?

4. При каких условиях передвигается влага в водонасыщенной почве?
5. Под действием каких сил находится влага, поступающая в почву?
6. Какие виды почвенной влаги вы знаете?
7. Охарактеризуйте водные свойства почв.
8. Какое явление называют мерзлотным пучением почвогрунтов? Чем оно объясняется?
9. Какие вы знаете методы борьбы с пучением грунта?
10. Что такое химический осмос?
11. При каком условии будет происходить образование линз льда в промерзающем грунте?
12. Что такое термический осмос?
13. Почему весной, после оттаивания грунта, часто обнаруживается, что телеграфные столбы стоят не вертикально, а с некоторым наклоном?
14. Какой процесс называют фирнизацией снега? Чем он объясняется?
15. Какие физические процессы происходят в снежном покрове в процессе фирнизации?
16. При каких условиях могут образоваться снежные лавины?

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Афанасьев В.П. Исследование нагрузок на отдельно стоящую опору с вертикальными стенками от воздействия движущегося ледяного поля / В.П. Афанасьев // Труды координационных совещаний по гидротехнике. Борьба с ледовыми затруднениями при эксплуатации гидротехнических сооружений: дополнительные материалы. Л.: Энергия, 1973. С. 129-132.

2. Берденников В.П. Методика исследования зажорных явлений / В.П. Берденников // Труды ГГИ. Л., 1956. Вып. 55(109). С. 5-40.

3. Берденников В.П. Условия шугохода в зоне кромки льда при формировании затора / В.П. Берденников // Труды ГГИ. Л., 1962. Вып. 93. С. 24-39.

4. Берденников В.П. Динамические условия образования заторов льда на реках / В.П. Берденников // Труды ГГИ. Л., 1964. Вып. 110. С. 3-11.

5. Берденников В.П. Физические характеристики льда заторов и зажоров / В.П. Берденников // Труды ГГИ. Л., 1965. Вып. 129. С. 19-43.

6. Браславский А.П. Расчеты ледового режима озер Северного Казахстана / А.П. Браславский // Труды III Всесоюзного гидрологического съезда. Л.: Гидрометеиздат, 1959. Т. 3. С. 278-286.

7. Булатов С.Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начала ветрового дрейфа льда / С.Н. Булатов // Труды ГМЦ СССР. 1970. Вып. 74. 111 с.

8. Винников С.Д. Гидрофизика: учебник для вузов / С.Д. Винников, Б.В. Проскуряков. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 248 с.

9. Готлиб Я.Л. Заторообразование и пропускная способность русла в нижнем бьефе Братской ГЭС / Я.Л. Готлиб // Труды координационных совещаний по гидротехнике. Л.: Энергия, 1968. Вып. 42. С. 32.

10. Готлиб Я.Л. Лед в водохранилищах и нижних бьефах ГЭС / Я.Л. Готлиб, Р.В. Донченко, А.И. Пехович, И.Н. Соколов. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 200 с.

11. Готлиб Я.Л. Тепловой режим водохранилищ гидроэлектростанций / Я.Л. Готлиб, В.М. Жидких, Н.М. Сокольников. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 204 с.

12. Дебольский В.К. Образование и развитие ледовых явлений и процессов в водохранилищах и нижних бьефах / В.К. Дебольский, В. Матоушек, А. Патера. Прага: Международная гидрологическая программа, 1991. 114 с.
13. Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР / Р.В. Донченко. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 249 с.
14. Загиров Ф.Г. Ледовый режим высокогорных деривационных ГЭС: дис. канд. техн. наук / Ф.Г. Загиров. М.: МГМИ, 1966.
15. Карнович В.Н., Особенности работы каналов в зимних условиях / В.Н. Карнович, В.Д. Новоженин, Е.А. Смирнов. М.: Энергоатомиздат, 1986. 80 с.
16. Козлов Д.В. Лед пресноводных водоемов и водотоков / Д.В. Козлов. М.: Изд-во МГУП, 2000. 263 с.
17. Козлов Д.В. Волновые процессы в водоемах и водотоках с ледяным покровом / Д.М. Козлов. М.: Изд-во МГУП, 2001. 225 с.
18. Коновалов И.М. Основы ледотехники речного транспорта / И.М. Коновалов. Л.: Речиздат, 1952. 262 с.
19. Коржавин К.Н. Воздействие льда на инженерные сооружения / К.Н. Коржавин. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962. 204 с.
20. Крицкий С.Н. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов / С.Н. Крицкий, М.Ф. Менкель, К.И. Росинский. Л.: Госэнергоиздат, 1968. 154 с.
21. Лавров В.В. Деформация и прочность льда / В.В. Лавров. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 206 с.
22. Ледотермические вопросы в гидроэнергетике: сборник статей. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1954. 264 с.
23. Методические рекомендации к расчету водохранилищ-охладителей ТЭС. Л.: Энергия, 1976. 55 с.
24. Мишель Б. Критерий гидродинамической устойчивости фронтальной кромки ледяного покрова / Б. Мишель // Материалы V Международного конгресса МАГИ. Л., 1965. Т. 6. С. 432-439.
25. Назаренко С.Н. Вопросы проектирования ледотермического режима нижних бьефов гидроэлектростанций / С.Н. Назаренко // Материалы конференций и совещаний по гидротехнике.

Ледотермические явления и их учет при возведении и эксплуатации гидротехнических сооружений ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева. Л.: Энергия, 1979. С. 107-109.

26. Натурные гидрологические исследования при проектировании ГЭС / Я.Л. Готлиб и др. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 268 с.

27. Невский В.В. Определение вероятностных характеристик толщины льда при отсутствии натуральных наблюдений / В.В. Невский // Вопросы мостовой гидравлики и гидрологии: сб. трудов ЦНИИСа. М., 1976. Вып. 91. С. 72-80.

28. Одрова Т.В. Гидрофизика водоемов суши / Т.В. Одрова. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 311 с.

29. Песчанский И.С. Ледоведение и ледотехника / И.С. Песчанский. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1967. 461 с.

30. Пехович А.И. Основы гидроледотермики / А.И. Пехович. Л.: Энергоатомиздат, 1983. 200 с.

31. Пехович А.И. Расчет шугообразования и движения кромки ледяного покрова в нижних бьефах ГЭС / А.И. Пехович, Г.А. Трегуб // Известия ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева. Л., 1980. Т. 143. С. 87-91.

32. Пиотрович В.В. Расчеты толщины ледяного покрова на водохранилище по метеорологическим данным / В.В. Пиотрович. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 185 с.

33. Пропуск льда через гидротехнические сооружения / Я.Л. Готлиб и др. М.: Энергоатомиздат, 1990. 184 с.

34. Разработать и представить в Минводхоз СССР рекомендации по пропуску льда через низконапорные плотины проектируемых гидроузлов на реках Обь и Иртыш: науч.-техн. отчет. Новосибирск: НИСИ им. В.В. Куйбышева, 1982.

35. Рекомендации по расчету зажорных явлений в нижних бьефах ГЭС. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 31 с.

36. Рекомендации по термическому расчету водохранилищ: П 78-79. Л.: ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 1986. 39 с.

37. Россинский К.И. Термический режим водохранилищ / К.И. Россинский. М.: Наука, 1975. 168 с.

38. Руководство по гидрологическим расчетам при проектировании водохранилищ. Л.: Гидрометеиздат, 1983.

39. Рымша В.А. Методика расчета стока шуги / В.А. Рымша // Труды ГГИ. Л.: 1956. Вып. 55.

40. Рымша В.А. Исследования и расчеты замерзания рек и водохранилищ / В.А. Рымша, Р.В. Донченко // Труды ГГИ. Л., 1965. Вып. 129.
41. Смелякова А.Д. Регулирование ледового режима нижних бьефов гидроузлов: дис. канд. техн. наук / А.Д. Смелякова. М., 1973.
42. Смелякова А.Д. О зимнем режиме каналов / А.Д. Смелякова // Труды МГМИ. 1981. Вып. 68. С. 8-13.
43. Снег: справочник / Д.М. Гретько и др. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 752 с.
44. СНиП 2.06.04-82*. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). Минстрой России. М.: ГП ЦПП, 1995. 48 с.
45. Трегуб Г.А. Расчетный метод определения начальной толщины льда на водохранилищах / Г.А. Трегуб // Ледотермика и ледотехника. Известия ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева. 1994. Т. 228. С. 44-47.
46. Трегуб Г.А. Метод расчета ледотермического режима нижних бьефов ГЭС при резком колебании расходов и уровней / Г.А. Трегуб, И.Н. Шаталина // Динамика течений и литодинамические процессы в реках, водохранилищах и окраинных морях. М.: Наука, 1991. С. 276-281.
47. Чижов А.Н. Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины / А.Н. Чижов. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 128 с.
48. Шуляковский Л.Г. К методике расчета толщины ледяного покрова на водохранилищах / Л.Г. Шуляковский // Труды Гидрометцентра СССР. М., 1972. Вып. 112. С. 50-63.
49. Эдельштейн К.К. Водоохранилища России: экологические проблемы, пути их решения / К.К. Эдельштейн. М.: ГЕОС, 1998. 277 с.

Учебное издание

***Беховых Лариса Александровна
Макарычев Сергей Владимирович
Шорина Ирина Владимировна***

ОСНОВЫ ГИДРОФИЗИКИ

Учебное пособие

Редактор С.И. Тесленко
Технический редактор Н.С. Муравьева

ЛР № 020648 от 16 декабря 1997 г.

Подписано в печать 19.01.2008 г. Формат 60x84/16. Бумага для множительных аппаратов. Печать ризографная. Гарнитура «Times New Roman». Усл. печ. л. 11,5. Уч.-изд. л. 7. Тираж 100 экз. Заказ № .

Издательство АГАУ
656049, г. Барнаул, пр. Красноармейский, 98,
тел. 62-84-26

Отпечатано в типографии ООО «Азбука»
Лицензия на полиграфическую деятельность
ПЛД № 28-51 от 22.07.1999 г.
г. Барнаул, пр-т Красноармейский, 98а
тел. 62-91-03, 62-77-25
E-mail: azbuka@rol.ru