

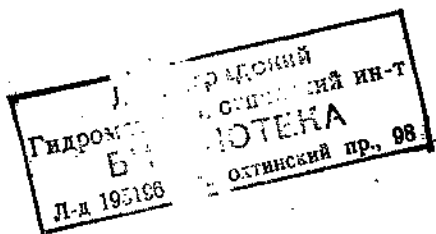
Л. К. ДАВЫДОВ,
А. А. ДМИТРИЕВА,
Н. Г. КОНКИНА

ОБЩАЯ ГИДРОЛОГИЯ

ИЗДАНИЕ ВТОРОЕ,
ПЕРЕРАБОТАННОЕ
И ДОПОЛНЕННОЕ

Под редакцией д-ра геогр. наук, проф. А. Д. Добровольского
и д-ра геогр. наук, проф. М. И. Львовича

Допущено
Министерством высшего
и среднего специального образования СССР
в качестве учебника для студентов
географических факультетов
университетов



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ • ЛЕНИНГРАД • 1973

В книге изложены основы общей гидрологии; раскрываются взаимосвязи между водами земного шара; излагаются общие закономерности формирования гидрологических процессов в океанах и морях, реках, подземных водах, озерах и водохранилищах, болотах и ледниках. На основе современных исследований приводится оценка водных ресурсов всей суши и территории СССР.

Книга представляет собой учебник по курсу общей гидрологии, предназначенный для студентов (не гидрологов) университетов. Может быть использована в качестве учебного пособия студентами гидрометеорологических вузов и географических факультетов педагогических институтов.

The book contains the main principles of hydrology. The connections of world water resources are explained: the laws of hydrological formative processes in the oceans and seas, rivers and underground waters, lakes and storage lakes, glaciers and swamps are given. On the basis of modern investigations the evaluation of water resources of land and the territory of the USSR are presented. The volume is a hydrological textbook for the university students (non-hydrologists). It may be used as an educational manual for the students of hydrometeorological institutes and geographical departments of the pedagogical institutes.

Д $\frac{029\ 6-182}{069(02)-73}$ 15-73

ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ

Второе издание учебника отличается от предыдущего рядом изменений и дополнений, отражающих развитие науки за прошедшие годы. Эти дополнения касаются оценки и охраны водных ресурсов, водного баланса территорий, динамики водоемов, т. е. вопросов, поставленных практикой социалистического ведения хозяйства в последнее десятилетие. Некоторые разделы значительно переработаны, при этом использованы новые материалы и разработки, опубликованные в изданиях Государственного гидрологического института, институтов АН СССР, кафедр океанологии и гидрологии суши Московского и Ленинградского университетов, а также кафедр гидрологии других университетов и гидрометеорологических институтов и т. д. Имена исследователей в тексте не всегда упоминаются.

О методах гидрометрических измерений в книге даются лишь самые общие указания. Для углубления знаний студентов по гидрологии приводится список учебной и монографической литературы на русском языке.

Учебник представляет собой труд трех авторов: Л. К. Давыдовым написаны разделы «Введение», «Реки», «Ледники»; А. А. Дмитриевой — раздел «Океаны и моря» и глава «Основные физические и химические свойства воды»; Н. Г. Конкиной — глава «Круговорот воды в природе» и разделы «Подземные воды», «Озера и водохранилища», «Болота», «Водные ресурсы и их оценка».

Преждевременная смерть Л. К. Давыдова — одного из авторов первого издания учебника — не позволила осуществить окончательную совместную с ним подготовку учебника ко второму изданию. Частичная переработка при подготовке к печати написанных Л. К. Давыдовым разделов выполнена Н. Г. Конкиной.

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность профессору В. Д. Быкову, К. Е. Иванову, Г. П. Калинин у за их ценные указания при просмотре рукописи и всему коллективу кафедры гидрологии суши ЛГУ за помощь в подготовке книги к печати.

ИЗ ПРЕДИСЛОВИЯ К ПЕРВОМУ ИЗДАНИЮ

Книга предназначена в качестве учебника по курсу общей гидрологии для географических факультетов университетов. Гидрология рассматривается как одна из географических дисциплин. По этой причине изложение материала в учебнике ведется таким образом, чтобы студенты, основываясь на знании законов физики, гидродинамики и химии, смогли получить представление о гидрологических явлениях и процессах, неразрывно связанных с географической средой, чтобы они научились рассматривать природные воды как неотъемлемую часть географического ландшафта, находящуюся с ним в непрерывном взаимодействии.

Основной задачей учебника, по мнению авторов, является ознакомление студентов с процессами, происходящими в гидросфере, с особенностями водных объектов, их взаимодействием с окружающей средой. При этом авторы стремились вести изложение таким образом, чтобы студенты могли не только накопить соответствующие знания по гидрологии, но и привыкнуть к научному анализу. Иначе говоря, студенты получают возможность узнать не только, как происходят те или иные явления, какими особенностями обладают те или иные водные объекты, но и почему они обладают этими свойствами, почему данные процессы протекают так, а не иначе.

Основными законами, которыми авторы пользовались при изложении материала, являются законы сохранения вещества и энергии. Вот почему в учебнике уделяется необходимое внимание методам водного и теплового баланса. Применение математического аппарата в учебнике носит ограниченный характер. Тем не менее он используется в простейшем виде для оценки количественных отношений и связи между изучаемыми явлениями и влияющими на них факторами.

Построение учебника подчинено программе и учебному плану географических факультетов. В нем учитывается прохождение студентами различных дисциплин таким образом, чтобы избежать ненужных повторений. Только в исключительных случаях в целях стройности изложения приводятся сведения, знакомые им из других дисциплин.

ВВЕДЕНИЕ

ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

§ 1. Распространение воды на земном шаре

Общее количество воды на земном шаре, исключая химически и физически связанную воду земной коры и мантии, по приближенным подсчетам, составляет 1,5 млрд. км³. На долю океанов и морей приходится примерно 1,37 млрд. км³ воды, т. е. около 94% этого количества. Поверхностные воды суши: рек, озер, болот, снежников и ледников в горах, материковых льдов, включая льды Антарктиды и Гренландии,— составляют менее 2% общего количества воды на земном шаре.

Воды Мирового океана и воды суши в жидком и твердом состоянии образуют гидросферу—прерывистую водную оболочку Земли. Верхней границей ее условно можно считать поверхность раздела с атмосферой, практически с тропосферой; нижняя часть гидросферы проникает в литосферу и четкой границы с ней не имеет. Между атмосферой, гидросферой и литосферой происходит постоянное взаимодействие и обмен количеством энергии и вещества.

В литосфере большая часть воды содержится в физически и химически связанном состоянии. По В. И. Вернадскому, общий ее объем в земной коре до глубины 20—25 км равен приблизительно 1,3 млрд. км³, что примерно соответствует объему воды в океане. Объем свободной гравитационной воды в пятикилометровой толще земной коры в пределах суши, по Ф. А. Макаренко, определяется в 60 млн. км³. Объем воды в атмосфере сравнительно невелик, около 14 тыс. км³.

В мантии Земли, по данным А. П. Виноградова, находится не менее 13—15 млрд. км³ химически связанной воды, т. е. примерно в 13—15 раз больше, чем в Мировом океане и на суше.

Запасы воды в различных частях гидросферы представлены в табл. 1. Обращают на себя внимание малые единовременные запасы воды в атмосфере и реках. Но эти воды наиболее подвижны и в процессе круговорота воды в природе (см. § 7) непрерывно возобновляются, поэтому эти воды наряду с подземными водами зоны активного водообмена почти всегда пресные.

Таблица 1

Запасы воды на земном шаре (по М. И. Львовичу, 1969 г.)

Составляющие	Объем, тыс. км ³	В % от общего объема
Мировой океан	1 370 323	94,20
Подземные воды земной коры в том числе зоны активного водообмена (до глубины 5 км)	60 000	4,12
Ледники	4 000	0,27
Озера	24 000	1,65
Почвенная влага	230	0,016
Пары атмосферы	75	0,005
Речные воды	14	0,001
Общие запасы	1 454 643	100

§ 2. Гидрология, ее задачи, подразделение и связь с другими науками

Гидрология занимается изучением свойств гидросферы и ее составляющих — океанов и морей, рек, ледников, озер и вод болот — и взаимодействия гидросферы с окружающей средой, а также процессов, в ней происходящих. Океаны и моря, реки, ледники, озера и воды болот носят название водных объектов. Каждый из них обладает своими типическими свойствами, присущими именно данному объекту.

Гидрология — наука комплексная и относится к циклу географических наук.

На ранней стадии развития гидрологии как науки ее подразделяли на две части — гидрологию моря и гидрологию суши. В настоящее время гидрология моря выделилась в самостоятельную науку — океанологию. В задачу океанологии входит комплексное изучение процессов, протекающих в Мировом океане, изучение свойств воды как среды обитания живых организмов, установление взаимосвязи между процессами в водах океана и процессами, протекающими в атмосфере, литосфере и биосфере. Современная физическая океанология объединяет конкретные дисциплины, из которых основными являются: общая океанология, физика моря, региональная океанология и морские прогнозы.

Гидрология суши подразделяется на собственно гидрологию суши (общую) и гидрографию. Собственно гидрология суши ставит своей задачей изучение общих свойств водных объектов суши, законов, управляющих происходящими в них процессами, и общего взаимодействия этих вод с окружающей средой, включая и те изменения, которые происходят под влиянием деятельности человека. Гидрография суши занимается изучением конкретных водных объ-

ектов и вод отдельных территорий, основываясь на общих закономерностях, установленных собственно гидрологией.

Гидрология и гидрография суши подразделяются на гидрологию и гидрографию рек, озер, ледников и болот. Изучение всех видов водных объектов связано с различными методами наблюдений и измерений. Разработкой этих методов занимается гидрометрия — прикладной раздел гидрологии.

Подземные воды, находящиеся в земной коре, т. е. в среде, где воды не представляют собой основную массу вещества, а входят в нее как составная часть, являются предметом изучения гидрогеологии — раздела геологии. Аналогично изучение почвенных вод является одной из задач почвоведения, а изучение воды атмосферы — одной из задач метеорологии и климатологии. Однако почвенные и подземные воды, так же как и воды атмосферы, особенно атмосферные осадки, изучаются и в гидрологии при исследовании взаимодействия гидросферы с другими сферами, круговорота воды в природе и формирования гидрологического режима. Таким образом, гидрология тесно связана с метеорологией и климатологией, почвоведением и гидрогеологией.

Одним из важных свойств воды как жидкости является ее подвижность. Изучение законов движения и равновесия жидкости — задача гидромеханики и ее прикладного раздела — гидравлики, которая разрабатывает способы применения общих законов движения и равновесия жидкости к решению практических задач в конкретных условиях, создаваемых природой или человеком.

Изучением физических свойств природной воды как жидкости и физических процессов, происходящих в водной оболочке Земли и ее объектах, занимается гидрофизика — раздел геофизики. Изучение состава и химических свойств природных вод и их изменения во времени и в пространстве является содержанием раздела геохимии — гидрохимии.

Природные воды представляют собой среду, весьма благоприятную для существования растительных и животных организмов. Биологические процессы, протекающие в воде, тесно связаны с ее свойствами и гидрологическими условиями. В то же время эти процессы оказывают влияние на химический и газовый состав водной массы. Остатки отмирающих растений и животных образуют илы, покрывающие значительную часть дна озер и морей. В болотах органические остатки образуют торф. Естественно поэтому, что гидрологам нередко приходится иметь дело с явлениями и образованиями, связанными с биологическими процессами. Наука, изучающая водные организмы и их взаимодействие с окружающей средой, называется гидробиологией.

Законы, устанавливаемые гидромеханикой и гидравликой, гидрофизикой, гидрохимией и гидробиологией, служат основой для исследования сложных процессов, происходящих в океанах, морях и водных объектах суши.

Использование природных вод для практических целей выдвигает требования к гидрологии со стороны прикладных дисциплин —

гидротехники, мелиорации, лесоводства, портостроения и др. В связи с этим большое развитие получили такие гидрологические дисциплины, как гидрологические расчеты и гидрологические прогнозы.

В последние годы стало формироваться новое направление в гидрологии, задача которого заключается в разработке научных основ комплексного использования и охраны водных ресурсов.

§ 3. Методы исследований

В гидрологии применяются различные методы исследования, из которых основные экспедиционный, стационарный и лабораторный.

Экспедиционный метод представляет собой комплексное обследование вод обширных районов или гидрологических объектов по специально разрабатываемым программам. Этот метод позволяет исследовать преимущественно те явления, которые, различаясь в пространстве, медленно меняются во времени.

В настоящее время в экспедиционных исследованиях широко применяются современные способы измерения гидрологических элементов: уровня, течения, волнения, температуры воды, ледовых явлений и др. Результаты таких исследований не только используются для региональных описаний водных объектов, но и позволяют судить о гидрологических процессах, их структуре и причинных связях.

Метод стационарных наблюдений служит для изучения динамики элементов гидрологического режима водных объектов во времени. Систематические наблюдения за колебаниями уровня и расходами воды, волнением, течениями, температурой, движением наносов, ледовыми и другими явлениями производятся гидрометеорологическими станциями и обсерваториями. Эти наблюдения ведутся по единой программе, отвечающей задачам науки и практики.

Гидрологический режим — закономерные изменения состояния водного объекта во времени, обусловленные влиянием физико-географических факторов и в первую очередь климатических. Гидрологический режим проявляется в виде суточных, сезонных и многолетних колебаний уровня и расходов воды, температуры воды, ледовых явлений, волнения, течения, солености, количества и состава переносимого потоком твердого материала и др.

Огромный материал, собранный гидрометеорологическими станциями, обсерваториями и экспедициями, сосредоточен в специальном научном центре хранения гидрометеорологической информации. Материалы наблюдений обрабатываются (частично) при помощи ЭВМ и широко используются для географических обобщений, составления справочников, атласов, карт, гидрологических прогнозов и решения других теоретических и практических задач. В стационарных полевых и экспедиционных условиях широкое применение находят экспериментальные исследования. Так, например, научно-исследовательское судно «Профессор Визе» в Ат-

лантическом океане проводит научный эксперимент по проблеме взаимодействия в системе океан—атмосфера. При проведении этого эксперимента используются спутниковые метеорологические наблюдения для зондирования атмосферы и глубоководные океанические измерения для зондирования океана. Для изучения водного баланса отдельных биогеоценозов или экосистем и его преобразования в результате хозяйственной деятельности проводятся экспериментальные исследования в специальных стационарах.

Лабораторный метод позволяет определять физические и химические свойства воды, моделировать гидродинамические процессы, для того чтобы изучить их возникновение, развитие и затухание. В искусственных условиях на моделях, задавая внешние условия, можно изучить и сами явления и влияние на них различных сил. Так, например, при помощи моделирования исследовался дрейф льдов в Северном Ледовитом океане, возникновение ветровых и внутренних волн, сейш в морях и озерах; на моделях русел рек в лабораторных условиях изучается влияние течений, расходов воды, состава донных отложений на русловые процессы и т. д.

§ 4. Основные этапы развития гидрологических исследований в СССР. Гидрологические учреждения

Становлению гидрологии как науки предшествовал длительный период накопления знаний о воде, водных объектах суши, об океанах и морях.

Материалы экспедиционных и стационарных исследований вод суши и моря к концу XIX — началу XX столетия были обобщены в капитальных трудах русских (Ю. М. Шокальский, И. Б. Шпиндлер, Н. М. Книпович) и зарубежных ученых (О. Крюммель). Эти же материалы явились основой для изучения взаимодействия вод с другими элементами географической среды, в особенности с климатом (А. И. Воейков, Э. Ольдекоп, А. Пенк, Х. Келлер), для типизации водного режима рек (А. И. Воейков), формирования русла (В. М. Лохтин, Н. С. Лелявский), изучения ледового режима (М. А. Рыкачев, В. Б. Шостакович), картирования стока (Ф. Ньюэлль), разработки основ теорий динамики вод в океанах и морях (Экман, Бьеркнес, Джефрис) и других вопросов.

После Великой Октябрьской социалистической революции, уже в первые годы восстановления и развития народного хозяйства в нашей стране, стало очевидным, что размеры и содержание работ по гидрологическим исследованиям прежних лет отстают от требования практики. Особенно отчетливо это проявилось в годы осуществления плана ГОЭЛРО и в годы выполнения планов первых пятилеток.

По инициативе В. И. Ленина решением правительства в 1919 г. в СССР был открыт Российский (с 1926 г. Государственный) гидрологический институт (ГГИ). В 1921 г. был издан декрет об учреждении Плавучего морского научного института (Плавморнин), в задачу которого входило планомерное комплексное изучение

советских морей и их побережий. Впоследствии, после реорганизации этого института, часть его функций принял на себя созданный в 1933 г. Всесоюзный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО). Таким образом, гидрологические исследования, связанные с насущными запросами социалистического строительства, получили широкий размах.

Создание Гидрологического института имело большое значение в развитии советской гидрологии и оформлении ее как самостоятельной науки. Гидрологический институт объединил усилия крупных ученых, известных своими исследованиями в области географии вод суши и моря и сопредельных с ними дисциплин, из которых и выделилась гидрология как самостоятельная наука. Имена этих ученых широко известны: Л. С. Берг, Ю. М. Шокальский, Б. Л. Личков, А. А. Каминский, В. Н. Лебедев, С. А. Советов, Н. М. Книпович, К. М. Дерюгин, Н. Н. Павловский, Г. Ю. Вережагин и многие другие. Первым директором ГГИ был В. Г. Глушков, заслуги которого в развитии гидрологической науки и ее комплексного направления исключительно велики.

При организации института в основу его работ был положен широкий комплексный подход к изучению гидрологических явлений и процессов, при этом учитывались причинные связи и взаимодействия в явлениях природы. Были созданы отделы по объектам исследований (морской, речной, озерный, подземных вод) и общий — для изучения и разработки методов исследования процессов, которые в природных водах протекают (физических, химических, гидродинамических, гидробиологических). Позже, в связи с дифференциацией наук и выделением в самостоятельные научные дисциплины океанологии, гидрогеологии, деятельность Гидрологического института сосредоточилась на изучении вод суши.

В настоящее время научные институты (Океанографический, Гидрохимический, Арктический и антарктический, Гидрометеорологический центр, республиканские гидрометеорологические институты), экспериментальные лаборатории, гидрометеорологические обсерватории и большое число (более 6000) гидрометеорологических станций и постов на морях, реках, озерах и болотах страны объединены в систему Гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР.

С первых лет организационного оформления гидрологических исследований в стране основными практическими задачами гидрологии стали следующие: оценка современного состояния водных ресурсов страны и гидрологическое обоснование их использования. Эти задачи тесно связаны с мероприятиями, проводимыми партией и правительством СССР по электрификации и индустриализации страны, осуществлением пятилетних планов развития народного хозяйства страны и развитием водного хозяйства.

Эти задачи актуальны и в настоящее время; они выполняются как коллективами учреждений системы ГМС, так и академическими учреждениями: институтами географии АН СССР и академий союзных республик, Институтом океанологии, Институтом вод-

ных проблем, Институтом озераведения и многими проектными организациями.

Советскими гидрологами создан Водный кадастр страны, оценены водные ресурсы и водный баланс СССР и материков земного шара, разрабатываются многие теоретические разделы гидрологии и методы инженерных гидрологических расчетов, произведены обобщения по гидрографическим исследованиям и экспериментальным наблюдениям.

Широкий размах получили исследования арктических морей в связи с освоением Северного морского пути.

Итоги произведенных работ и пути дальнейших исследований в гидрологии обсуждались на трех гидрологических съездах, созывавшихся Гидрометслужбой СССР, и съездах географов, созванных Географическим обществом СССР.

Для современного этапа развития гидрологических исследований характерно объединение усилий гидрологов всего мира для решения глобальных проблем гидрологии, основными из которых являются исследования круговорота воды в природе и влияния на него деятельности человека, взаимосвязи природных основ управления водным режимом обширных территорий суши и морей и прогноз будущего состояния водных ресурсов Земли, конструктивные решения проблемы водной компоненты среды, окружающей человека.

ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ВОДЫ

§ 5. Строение воды, ее аномалии и важнейшие физические свойства

Химически чистая вода состоит по весу из 11,19% водорода и 88,81% кислорода. Изучение структуры воды тесно связано с изучением трех агрегатных состояний, в которых она встречается на Земле. Строение воды определяется расположением ядер водорода относительно ядра кислорода. Исследования молекулы воды показали, что атомы кислорода и водорода располагаются по углам равнобедренного треугольника, на вершине которого находится атом кислорода (рис. 1 а). Угол при вершине равен примерно 106° , а стороны треугольника имеют длину 0,96 Å (ангстрема), т. е. 10^{-10} м; расстояние между ядрами водорода $\text{H}\text{H}=1,50$ Å. Треугольник НОН находится внутри сферы, по которой движутся электроны. Центр инерции сферы S не совпадает с центром атома кислорода O и находится от него на расстоянии 0,13 Å.

При образовании воды кислород отнимает от атомов водорода их электроны и становится отрицательно заряженным ионом, а атомы водорода — положительно заряженными ионами. Так как атомы водорода расположены не на одной прямой с атомом кислорода, а под углом, т. е. несимметрично, то внутримолекулярные

силы компенсируются неполностью. Появляются остаточные силы. Молекула воды образует электрический диполь, т. е. совокупность равных по величине и противоположных по знаку электрических зарядов, находящихся на малом расстоянии. Диполь молекулы воды характеризуется дипольным моментом, т. е. вектором, направленным от отрицательного к положительному заряду. Он равен произведению зарядов на расстояние между ними. Значительный дипольный момент определяет способность молекулы воды ассоциироваться в различные комплексы, представляющие собой сочетание двух—восьми отдельных молекул.

В парообразном состоянии (при температуре 100°C) вода состоит главным образом из простых молекул, называемых гидролями и соответствующих формуле H_2O . В жидкой фазе вода пред-

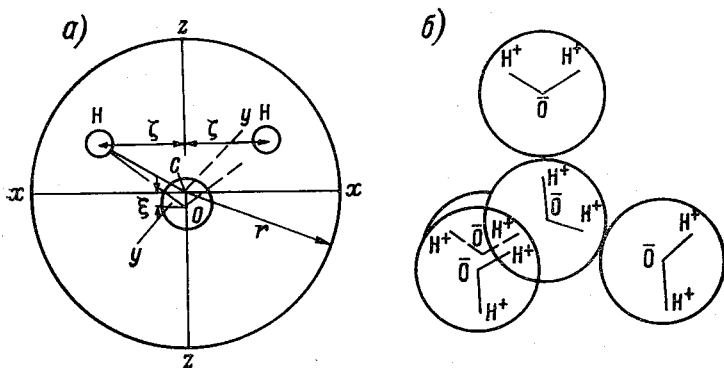


Рис. 1. Строение молекул воды (а) и тетраэдральное расположение молекул (б).

ставляет смесь: простых молекул гидролей (H_2O), двойных — дигидролей (H_2O)₂ и тройных молекул — тригидролей (H_2O)₃. В твердой фазе (лед) в воде преобладают тригидроли (H_2O)₃. При изменении температуры и давления соотношение между количеством гидролей, дигидролей и тригидролей изменяется. Вода в различных фазах имеет и различную структуру, т. е. характер расположения и упаковки молекул относительно друг друга. Рентгенографический анализ указывает на сходство структуры воды с кристаллической моделью. Наиболее вероятным оказалось тетраэдральное расположение молекул, при котором четыре молекулы, занимающие вершины тетраэдра, окружают пятую (рис. 1 б). Положительные ионы водорода при этом направлены в сторону отрицательных ионов кислорода соседних молекул. Возникающие водородные связи, т. е. стяжения водорода одной молекулы воды с кислородом других, приводят к ассоциации молекул H_2O в многочисленные комплексы. В жидкой фазе структура молекул воды отождествляется с кристаллической решеткой кварца; в твердой фазе (лед) она идентична решетке тридимита, который является аллотропным изменением кремнезема. Тридимит имеет менее плотную

решетку, чем кварц, и его удельный объем на 10% больше, чем кварца. Лед по сравнению с водой имеет менее плотную упаковку молекул. Наряду с ассоциированными молекулами существуют и беспорядочно расположенные, упаковка которых более плотная.

При охлаждении воды количество ассоциированных молекул возрастает, но так как при понижении температуры решетка воды непрерывно деформируется, приближаясь к решетке льда, то к моменту замерзания полная перестройка молекул завершается увеличением объема. Для большинства тел при переходе из жидкой фазы в твердую характерно уменьшение удельного объема и увеличение плотности. При замерзании воды удельный объем увеличивается примерно на 10%. Плотность чистого льда при температуре 0°С равна $0,9167 \cdot 10^3$ кг/м³, т. е. меньше, чем воды. Поэтому лед держится на поверхности, предохраняя водоемы от промерзания до дна. Образующийся внутриводный и донный лед (стр. 84, 301) всплывает к поверхности. Сложной структурой молекул воды и перестройкой их решеток можно объяснить увеличение плотности воды с повышением температуры от 0 до 4°С, аномальное изменение ее удельной теплоемкости с изменением температуры, высокую теплоту плавления, парообразования, диэлектрическую постоянную и некоторые другие особенности.

Согласно кинетической теории газов и жидкости, удельный объем всех тел при повышении температуры увеличивается, т. е. уменьшается плотность. Вода отличается от других тел и в этом отношении: в интервале от 0 до +4°С ее плотность увеличивается в связи с частичным разрушением тетраэдральной структуры, а при дальнейшем повышении температуры плотность уменьшается (удельный объем увеличивается) вследствие увеличения расстояния между молекулами. У морской воды температура наибольшей плотности зависит и от солёности. С повышением температуры и понижением солёности плотность уменьшается, а с понижением температуры и увеличением солёности увеличивается.

Вода обладает наибольшей из всех веществ удельной теплоемкостью, равной 1,000 кал/г·град. (в системе СИ $4,19 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К)), за исключением водорода (3,4 кал/г·град., т. е. $14,2 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К)) и жидкого аммиака (1,2 кал/г·град., или $5,02 \cdot 10^3$ Дж/(кг·К)). Удельной теплоемкостью вещества называется количество теплоты, необходимое для нагревания 1 кг вещества на 1 К (или 1°С). Теплоемкость морской воды несколько ниже, чем пресной, так как присутствующие в ее растворе вещества имеют незначительную теплоемкость. Обычно теплоемкость всех тел, как жидких, так и твердых, увеличивается с повышением температуры. Теплоемкость воды с повышением температуры от 0 до 40°С падает, а затем начинает повышаться. Теплоемкость морской воды уменьшается и с увеличением солёности (при $t=10^\circ\text{C}$ и $S=10\text{‰}$ удельная теплоемкость равна 4064 Дж/(кг·К), при той же температуре и солёности 30‰ — теплоемкость 3943 Дж/(кг·К)). Удельная теплоемкость воздуха и пород земной

коры значительно меньше удельной теплоемкости воды: воздуха 993 Дж/(кг · К), кварца 796 Дж/(кг · К) и гранита 838 Дж/(кг · К). Большая теплоемкость воды по сравнению с теплоемкостью воздуха и пород суши имеет огромное климатическое значение, оказывает влияние на тепловые и динамические процессы, протекающие на Земле.

Теплопроводность воды весьма незначительна. Теплопроводность химически чистой воды при температуре 293 К (20° С) равна 0,557 Вт/(м · К). Это значит, что в единицу времени (1 секунду) через единицу поверхности (1 м²) по направлению, перпендикулярному к ней, протекает количество тепла, равное 0,557 Дж, при условии, что температура воды по этому же направлению понижается на расстоянии 1 м на 1 К. У морской воды при температуре 291 К теплопроводность составляет 0,561 Вт/(м · К), воздуха при той же температуре всего лишь 0,023 Вт/(м · К), морского льда 1,173 Вт/(м · К).

Вода, лед и воздух плохо проводят тепло, поэтому в естественных водоемах передача тепла в глубины происходит чрезвычайно медленно. Обогревание же глубинных вод связано с процессами вертикального перемешивания. Для Мирового океана важную роль играет теплопроводность, связанная с турбулентностью, коэффициент которой в тысячи раз превосходит коэффициент молекулярной теплопроводности. Для оценки скорости переноса тепла определяют температуропроводность. Она равна отношению коэффициента теплопроводности воды к ее плотности и теплоемкости при постоянном давлении. Весьма малая теплопроводность воды, льда и снега и высокая теплоемкость благоприятны для развития жизни в водоемах.

Скрытая теплота испарения и льдообразования. При переходе воды из жидкой фазы в парообразное состояние процесс испарения происходит медленно, а с повышением температуры более интенсивно. Когда упругость водяных паров становится равной внешнему давлению, вода закипает. Температура кипения химически чистой воды при нормальном давлении 1013 мб (760 мм) соответствует 100° С, при давлении 970 мб — 98,8° С, а при 1020 мб 100,2° С. При испарении и при конденсации 1 кг воды затрачивается и выделяется определенное количество тепла, называемое скрытой удельной теплотой парообразования (испарения), величина которой при 273 К равна $2,5 \cdot 10^6$ Дж/кг (597 кал/г). С повышением температуры она понижается и при 373 К равна $2,26 \cdot 10^6$ Дж/кг, т. е. 539 кал/г при 100° С. Скрытая теплота парообразования чистого льда или снега при 273 К больше, чем воды, на величину теплоты плавления $3,35 \cdot 10^5$ Дж/кг (677 кал/г).

Температура замерзания и плавления льда при нормальном давлении равна 273 К. Количество тепла в джоулях, затрачиваемое на превращение 1 кг льда в воду, называют скрытой теплотой плавления; равное ему количество тепла, затрачиваемое на превращение 1 кг воды в лед, — скрытой удельной теплотой льдообразования. Для пресного льда и воды она равна $3,35 \cdot 10^5$ Дж/кг

(80 кал/г). Для морской воды, которая замерзает при разной температуре в зависимости от количества растворенных веществ, т. е. от солёности, теплота плавления изменяется от 80 кал/г при $t = -1^\circ \text{C}$ и $S = 0\text{‰}$ до 48 кал/г при $t = -2^\circ \text{C}$ и $S = 15\text{‰}$.

Высокая теплота испарения воды и плавления льда имеет важное значение для теплового баланса Земли.

Диэлектрическая постоянная воды (ϵ) весьма высока — она равна 81. У большинства тел она находится в пределах 2—8. Высокий дипольный момент при незначительном молекулярном объеме воды обуславливает высокое значение ϵ . Только немногие соединения обладают высокой диэлектрической постоянной (нитробензол 36, спирты метиловый 33, этиловый 26 и рутил 170). Вследствие большой диэлектрической постоянной вода отличается большой ионизирующей способностью (способностью расщеплять молекулы растворенных веществ на ионы) и высокой растворимостью различных элементов, входящих в состав почв и горных пород.

Поверхностное натяжение. Внутримолекулярные силы проявляются внутри воды в виде сил сцепления, а на свободной поверхности — в виде сил прилипания. Первые обуславливают вязкость, вторые — поверхностное натяжение. На свободной поверхности межмолекулярные силы стремятся втянуть все молекулы во внутрь жидкости и уменьшить свободную поверхность. В результате этого возникает сила поверхностного натяжения, направленная нормально к поверхности воды. Коэффициент поверхностного натяжения изменяется от $7,13 \cdot 10^{-2}$ до $7,65 \cdot 10^{-2}$ Н/м (от 71,32 до 76,52 дин/см) в зависимости от температуры и солёности. С ним связано образование первичных капиллярных волн на поверхности озер, морей и океанов.

Вязкость. Вода обладает вязкостью, или внутренним трением. Сила внутреннего трения для воды

$$f_\eta = \frac{du}{dz} \eta, \quad (1)$$

где f_η — сила внутреннего трения; η — коэффициент турбулентной вязкости (трения); $\frac{du}{dz}$ — градиент скорости.

Для ламинарных движений с малыми скоростями, когда слои воды, не смешиваясь, как бы скользят друг по другу, характерна молекулярная вязкость. Коэффициент молекулярной вязкости чистой воды при 0°C равен $0,01795 \cdot 10^{-5}$ кг · м/с.

При исследовании ламинарных движений коэффициент молекулярной вязкости иногда заменяют коэффициентом кинематической вязкости $\nu = \frac{\eta}{\rho}$ (где ρ — плотность воды). С повышением температу-

ры молекулярная вязкость заметно понижается, а с увеличением солёности повышается. В природных условиях молекулярная вязкость имеет меньшее значение, чем турбулентная. Скорости и масштабы реальных динамических процессов определяют не

ламинарный, а турбулентный характер движения, при котором возникают вихреобразование и пульсации скорости. Коэффициент молекулярной вязкости в этом случае заменяется коэффициентом турбулентного внутреннего трения (см. стр. 80).

Вода отличается большой подвижностью. Под влиянием различных внешних и внутренних сил воды естественных водоемов приходят в движение. Наряду с такими крупномасштабными движениями, как приливы, сейсмические волны, течения, а также волнение, колебания уровня, вертикальное перемешивание, движение воды может происходить под влиянием молекулярных сил. Силы взаимного притяжения и отталкивания между частицами воды и веществ, с которыми они взаимодействуют, определяют движение воды в капиллярах почв и грунтов. Исследования физических свойств воды показывают, что у пресной воды эти силы зависят главным образом от изменений температуры и давления, а у морской, кроме того, и от солености. Так, например, морская вода, представляя собой высокоионизированный раствор различных солей, хорошо проводит электрический ток.

Электропроводность морской воды зависит от температуры и солености. При изменении температуры от 0 до 24° С и солености от 6 до 40‰ электропроводность увеличивается от 0,6 до 6,1 1/(Ом·м). Пресная вода плохо проводит электрический ток.

В воде обнаружены теллурические токи, обусловленные корпускулярным излучением Солнца, связанным с числом солнечных пятен. Величина этих токов в Мировом океане выше, чем в земной коре, вследствие лучшей электропроводности морской воды. Эти токи усиливаются при магнитных бурях и увеличении интенсивности солнечных сияний, т. е. в периоды солнечной активности.

Кроме теллурических токов, в воде обнаружены токи индукции, вызванные движением воды относительно силовых линий магнитного поля Земли.

При изучении физических и химических свойств воды необходимо принимать во внимание не только строение молекул воды,

Таблица 2

Физические характеристики H₂O и D₂O

Характеристика	H ₂ O (вода)	D ₂ O (тяжелая вода)
Плотность при 25° С	0,99704 · 10 ³ кг/м ³	1,10469 · 10 ³ кг/м ³
Температура плавления	0° С	+3,82° С
Температура кипения	100° С	101,42° С
Температура наибольшей плотности	3,98° С	11,4° С
Диэлектрическая постоянная	81	80,5
Показатель преломления	1,33300	1,32844
Поверхностное натяжение	7,23 Н/м ² (72,53 дин/см ²)	6,78 Н/м ² (67,8 дин/см ²)

Значения физических констант дистиллированной воды в разных системах единиц

Величина	Система единиц	Размерность	Температура			Переходный коэффициент к системе СИ
			0° C	4° C	10° C	
Удельный вес γ	СИ СГС	Н/м ³ дин/см ³	0,98049 · 10 ⁴ 0,98049 · 10 ⁸	0,98062 · 10 ⁴ 0,98062 · 10 ⁸	0,98035 · 10 ⁴ 0,98035 · 10 ⁸	1 дин/см ³ = 1 · 10 Н/м ³
Плотность ρ	СИ СГС	кг/м ³ г/см ³	0,99984 · 10 ³ 0,99984	0,99997 · 10 ³ 0,99997	0,99970 · 10 ³ 0,99970	1 г/см ³ = 1 · 10 ³ кг/м ³
Кинематическая вязкость ν	СИ СГС	м ² /с см ² /сек. (стоксы)	0,17968 · 10 ⁻⁵ 0,17968 · 10 ⁻¹	0,15670 · 10 ⁻⁵ 0,15670 · 10 ⁻¹	0,13111 · 10 ⁻⁵ 0,13111 · 10 ⁻¹	1 стокс = 1 · 10 ⁻⁴ м ² /с
Динамическая вязкость η	СИ СГС	Н · с/м ² г/см · сек. (пуазы)	0,17965 · 10 ⁻² 0,17965 · 10 ⁻¹	0,15667 · 10 ⁻² 0,15667 · 10 ⁻¹	0,13107 · 10 ⁻² 0,13365 · 10 ⁻¹	1 пуаз = 0,1 Н · с/м ²

Тепловые свойства воды

Величина	Система единиц	Размерность	Значение при температуре	Переходный коэффициент к системе СИ
Удельная теплоемкость	СИ Вне (внесистемная)	Дж/(кг · К) кал/г · град.	4,217 · 10 ³ при 0° C 1,009 20° C	4,19 · 10 ³
Коэффициент теплопроводности	СИ Вне	Вт/(м · К) кал/см · град · сек.	0,582 1,39 · 10 ⁻⁶	4,19 · 10 ²
Удельная теплота парообразования	СИ Вне	Дж/кг кал	2,26 · 10 ⁶ 539	4,19 · 10 ³

их структуру, но и изотопные соединения водорода и кислорода. В настоящее время обнаружены пять изотопов водорода и пять кислорода. Изотопы водорода: с массовым числом 1 (H^1); с массовым числом 2 (дейтерий) $H^2=D$, неустойчивый радиоактивный изотоп (третий) $H^3=T$ и два полученных лабораторным путем с массовыми числами 4 и 5 (H^4 и H^5). Изотопы кислорода O^{16} , O^{17} и O^{18} встречаются в природных условиях, изотопы O^{15} и O^{19} в естественных условиях не встречаются. Путем комбинации первых двух изотопов водорода (H^1 и H^2) и трех кислорода (O^{16} , O^{17} , O^{18}) можно получить более девяти видов воды. Основной является вода, образованная изотопами H^1 и O^{16} ($H_2^{16}O$), а смесь остальных видов называется тяжелой водой, под которой обычно понимают главным образом окись дейтерия D_2O ($H_2^{18}O$). По своим физическим свойствам тяжелая вода отличается от обычной и составляет весьма незначительную долю от общего объема воды (0,000003%). В табл. 2 приводятся основные физические характеристики чистой и тяжелой воды, в табл. 3 — физические константы дистиллированной воды.

§ 6. Химический состав природных вод и условия его формирования

Природные воды почти никогда не бывают химически чистыми, так как содержат различные вещества в растворенном и взвешенном состоянии. В процессе взаимодействия гидросферы с атмосферой, литосферой и биосферой вода оказывает влияние на различные вещества, образуя истинные и коллоидные растворы. Истинные растворы — это такие, в которых растворенные вещества находятся в виде молекул и ионов с размерами частиц, не превышающими 10^{-7} мм. Коллоидные же растворы включают в себя не отдельные молекулы, а группы молекул и ионов с размерами растворенных частиц от 10^{-1} до 10^{-5} мм. Коллоидные растворы более устойчивы, но в природных водах они встречаются в незначительных количествах.

Природные воды различаются между собой по химическому составу, концентрации, соотношению и форме соединений между химическими элементами, находящимися в растворе.

Из известных в настоящее время химических элементов периодической системы Д. И. Менделеева более половины обнаружены в материковых и морских водах. Следовательно, по химическому составу природные воды представляют собой сложный комплексный раствор. Химический состав природных вод, по О. А. Алекину, условно можно подразделить на пять групп: 1) главные ионы (хлоридные Cl' , сульфатные SO_4'' , гидрокарбонатные HCO_3' , карбонатные CO_3'' , ионы натрия Na^+ , калия K^+ , магния Mg^{++} и кальция Ca^{++}); 2) растворенные газы (кислород O_2 , азот N_2 , двуокись углерода CO_2 , водород H , сероводород H_2S и др.) 3); биогенные вещества (соединения азота, фосфора, кремния); 4) микроэлементы и 5) органическое вещество. Газы и органическое вещество присут-

ствуют в виде молекул, соли — в виде ионов и частично в виде комплексов, а некоторые минеральные и органические соединения — в виде коллоидов.

В процессе влагооборота, испаряясь с поверхности Земли, конденсируясь и выпадая в виде атмосферных осадков, вода соприкасается с поверхностным покровом земной коры и проникает в почву. Проникая в почву, она растворяет различные вещества, обогащаясь солями, органическими остатками и изменяя свой газовый состав. Ниже почвенного слоя вода соприкасается с грунтами и коренными породами, в результате чего еще более изменяет свой химический состав. Среди пород земной коры выделяют три источника минерализации природных вод: 1) изверженные породы, образующие растворимые соли в процессе химического выветривания, 2) отложения солей (карбонаты, сульфаты, хлориды и др.) морского происхождения, связанные с взаимодействием океанов и материков, 3) соли, адсорбированные в различных осадочных породах и почвенном покрове. Кроме этих источников минерализации природных вод, огромное значение имеют продукты выделения из недр Земли при вулканических извержениях, из гейзеров и минеральных источников. Большое влияние на формирование и режим природных вод оказывают физико-географические и климатические условия, морфологические и другие особенности водоема.

На химический состав природных вод оказывает влияние и деятельность людей. Бурный рост городов, промышленных объектов, сооружение каналов, водохранилищ и т. д. нарушают естественный гидрохимический режим и изменяют состав природных вод.

По химическому составу материковые и океанические воды различаются по количественным соотношениям между главнейшими ионами. В материковых водах имеют место $\text{HCO}_3' > \text{SO}_4'' > \text{Cl}'$ и $\text{Ca}'' > \text{Mg}'' > \text{Na}'$ или $\text{Ca}'' > \text{Na}' > \text{Mg}''$, а в океанических наблюдаются $\text{Cl}' > \text{SO}_4'' > \text{HCO}_3'$, $\text{Na}' > \text{Mg}'' > \text{Ca}''$. Сопоставление ионного состава материковых и океанических вод свидетельствует о большой инертности вод Мирового океана и их однородности, связанной с мощной вертикальной и горизонтальной циркуляцией, а также со свободным водообменом между отдельными частями океанов и морей.

Воды Мирового океана отличаются постоянством солевого состава, т. е. постоянством количественных соотношений между главнейшими ионами, не зависящих от концентрации раствора (см. стр. 54).

Большое значение для биологических, биохимических и других процессов, происходящих в материковых и океанических водах, имеют растворенные в воде газы. Из растворенных газов наибольшее значение имеют кислород O_2 и двуокись углерода CO_2 . Особое положение занимает ион водорода H^+ , хотя и содержащийся в природных водах в небольших количествах, но имеющий большое значение для биологических процессов. Растворимость газов в воде зависит от давления газа на поверхность воды (парциального

давления), температуры и степени минерализации воды. Зависимость растворимости газов от парциального давления определяется законом Генри—Дальтона и может быть выражена формулой

$$C=10^4kp, \quad (2)$$

где C — растворимость газа в мг/л; k — коэффициент, выражающий растворимость газа при давлении 1 атм; p — парциальное давление в атмосферах. Парциальное давление содержащегося в воздухе кислорода равно 0,2099 атм, азота 0,7804 атм и двуокиси углерода 0,0003 атм. Растворимость газов в воде уменьшается с увеличением ее минерализации и с повышением температуры (табл. 4).

Таблица 4

Растворимость газов в воде (в мл/л) при давлении 1 атм

S ‰	$t=0^\circ \text{C}$			$t=24^\circ \text{C}$		
	O ₂	N ₂	CO ₂	O ₂	N ₂	CO ₂
0	49,24	23,00	1715	29,38	14,63	782
16	40,1	15,02	1489	24,8	9,36	695
20	38,2	14,21	1438	23,6	8,96	677

Из табл. 4 видно, что растворимость кислорода при одном и том же парциальном давлении более чем вдвое превышает растворимость азота. В воздухе соотношение объемов кислорода и азота равно 1 : 4 (отношение парциальных давлений), а в воде 1 : 2.

Обогащение воды кислородом происходит за счет поступления кислорода из атмосферы и в результате выделения кислорода растениями в процессе фотосинтеза. Уменьшение количества кислорода в воде происходит в связи с потреблением кислорода на окисление органического вещества (дыхание водных организмов, брожение, гниение органических остатков), а также в результате выделения кислорода в атмосферу. Содержание растворенного кислорода в природных водах колеблется как во времени, так и в пространстве.

Двуокись углерода находится в воде преимущественно в виде растворенных молекул газа. Часть этих молекул, вступая во взаимодействие с водой, образует угольную кислоту H_2CO_3 . Обычно не разделяют CO_2 и H_2CO_3 и под двуокисью углерода подразумевают их сумму ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$). Почти во всех природных водах в том или ином количестве содержится двуокись углерода. Она обязана своим происхождением различным процессам, связанным с окислением органических веществ и выделением CO_2 , происходящим как непосредственно в воде, так и в почвах, с которыми она соприкасается. Кроме того, обогащение природных вод двуокисью углерода происходит в результате сложных геохимических реакций,

имеющих место в глубоких слоях Земли в связи с процессами в осадочных породах.

Расходование CO_2 происходит главным образом путем перехода в атмосферу вследствие пересыщенности воды CO_2 , в результате перевода карбонатных пород в раствор и путем потребления CO_2 растительными организмами при фотосинтезе.

Как уже отмечалось, ионы водорода содержатся в воде обычно в весьма малых количествах. В химически чистой воде ионы водорода появляются в результате ее частичной диссоциации: $\text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{OH}'$. В природных водах концентрация водородных ионов в значительной мере зависит от диссоциации угольной кислоты: $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{HCO}_3' + \text{H}^+$. Ион водорода H^+ — это носитель кислотных свойств в растворе, гидроксильный ион OH' — щелочных свойств. В химически чистой воде оба иона находятся в равных количествах, поэтому химически чистая вода нейтральна. При нейтральной реакции концентрация ионов водорода равна 10^{-7} г/л. Обычно концентрацию ионов водорода в воде выражают в виде степенного показателя (десятичного логарифма), взятого с обратным знаком, и обозначают величину концентрации символом рН:

$$\text{pH} = -\lg |\text{H}^+|. \quad (3)$$

Таким образом, вода с нейтральной реакцией имеет $\text{pH} = 7$. При pH , меньшем семи, реакция будет кислая, при pH , большем семи, — щелочная. Большинство природных вод характеризуется pH в пределах от 6,5 до 8,5.

К группе биогенных веществ, находящихся в воде, принадлежат прежде всего ионы нитратный NO_3' и нитритный NO_2' , ионы аммония NH_4' и фосфорной кислоты $\text{H}_2\text{PO}_4'$ и HPO_4'' . Биогенные вещества образуются в природных водах по преимуществу в результате распада органических веществ, претерпевающих химические изменения под влиянием биологических процессов. Вещества эти в природных водах содержатся в весьма малых количествах (в пределах от тысячных до десятых долей миллиграмма в кубическом метре), но имеют важное значение для развития жизненных процессов. Кроме соединения фосфора и азота, к биогенным веществам относятся соединения железа и кремния.

К микроэлементам относится большое число (более 40) найденных в природных водах элементов, таких, как литий (200 мкг/л), рубидий (120 мкг/л), иод, барий, марганец, медь, титан, цинк и др. Микроэлементы содержатся в природных водах в очень малых количествах, большей частью в пределах от тысячных до десятых долей миллиграмма на литр.

В природных водах, кроме неорганических соединений, всегда имеются органические вещества, представляющие собой продукты распада различных организмов — растений и животных. Они попадают в природные воды и извне и образуются в самих водоемах. В водоемы поступают вещества, вымываемые водой из почвы, торфяников, а также остатки растений, смываемые с поверхности

земли. Состав этих веществ сложен. Их присутствие в воде придает ей желтоватую окраску. Эти вещества часто называют гуминовыми. Другим внешним источником поступления органических веществ в водоемы являются сбрасываемые в них сточные и промышленные воды. В самих водоемах органические вещества появляются в результате жизнедеятельности и отмирания живых организмов.

Изучение химического состава природных вод суши и Мирового океана имеет огромное значение для исследования круговорота химических элементов, выяснения эволюции жизни на Земле, использования продукции океанов, морей, озер и рек. В воде присутствуют все элементы, необходимые для развития животной и растительной жизни, сосредоточены колоссальные пищевые и сырьевые ресурсы Земли.

ГЛАВА 3. КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ

§ 7. Взаимоотношение вод атмосферы, суши и Мирового океана

Воды земного шара находятся в постоянном взаимодействии и в процессе круговорота связаны воедино. Под влиянием солнечной радиации с поверхности океанов, морей, рек, озер, ледников, снежного покрова и льда, почвы и растительности ежегодно испаряется 525 тыс. км³ воды. Испарение с поверхности океанов и морей — основной источник поступления влаги в атмосферу. Большая часть этой влаги выпадает в виде атмосферных осадков непосредственно на поверхность океанов и морей, совершая так называемый малый круговорот. Меньшая ее доля участвует в большом круговороте, вступая в сложные взаимодействия с земной поверхностью. Большой круговорот включает в себя ряд местных, внутренних влагооборотов и представляет собой многообразный процесс перемещения, расходования и возобновления влаги на земной поверхности, в недрах земли и в атмосфере. Атмосферные осадки, орошая поверхность материков, частично просачиваются в почву, частично стекают по склонам и образуют ручьи, реки, озера, болота. Поглощенная почвой вода частью испаряется непосредственно или транспирируется растениями, частью просачивается вглубь и формирует подземные воды. Последние участвуют в питании рек, озер или достигают моря подземными путями.

Влага, поступившая в атмосферу в результате испарения с поверхности суши и ее водоемов, дополняет то количество ее, которое поступает с океана. Воздушными течениями она переносится в глубь материка и, выпадая в виде дождя и снега, орошает территории, более или менее удаленные от океана. Выпавшие осадки вновь испаряются, просачиваются, стекают по земной поверхности. Сток воды рек, впадающих в океан, завершает большой круговорот воды на земном шаре.

Рассмотренный процесс круговорота — лишь упрощенная схема. Для наглядности она представлена на рис. 2. В действительности

явление круговорота значительно сложнее, и не случайно до последнего времени ему уделяется большое внимание. В работах О. А. Дроздова, М. И. Львовича, А. М. Алпатьева, Г. П. Калинина раскрываются новые его черты и особенности.

Круговорот воды состоит из нескольких звеньев, главные из которых атмосферное, океаническое, материковое.

М. И. Львович ввел понятие «активность водообмена», характеризующее продолжительность смены всего объема воды данной части гидросферы в процессе круговорота воды.

В атмосферном звене происходит перенос влаги в процессе атмосферной циркуляции и образование атмосферных осадков. Единовременный запас влаги в атмосфере невелик, всего 14 тыс. км³, но при постоянном возобновлении этой влаги в процессе испарения с поверхности Земли объем осадков, выпадающих на эту поверхность, равен 525 тыс. км³. Таким образом, в среднем каждые 10 суток влага атмосферы возобновляется.

Для океанического звена круговорота характерно непрерывное восстановление запасов влаги в атмосфере путем испарения. С поверхности океанов в атмосферу поступает 86,0% общего количества испарившейся влаги на земном шаре. По отношению к объему воды в океане это количество невелико; общая продолжительность смены воды океана в процессе круговорота, по-видимому, около 3000 лет.

Материковое звено по активности участия его вод в круговороте отличается большим разнообразием. В этом звене М. И. Львович в свою очередь выделяет почвенное, литогенное, речное, озерное, ледниковое и биологическое звенья.

Почва осуществляет обмен влагой как с атмосферой, реками и озерами, так и с недрами земли — литогенным звеном. Обмен этот происходит путем просачивания, стекания по поверхности, испарения и транспирации сравнительно быстро, в пределах одного года.

Степень подвижности воды в литогенном звене неодинакова. Наиболее активно участвуют в общем круговороте воды подземные воды, залегающие вблизи земной поверхности до уровня дренирования их речной сетью и питающие реки. Продолжительность их обмена — от месяца до нескольких лет. С удалением от земной поверхности, на больших глубинах, подземные воды становятся все менее подвижны и период их водообмена, по Г. П. Калинин, достигает нескольких миллионов лет, что свидетельствует о крайне замедленном водообмене, практически об его отсутствии. Это в основном относится к рассолам.

Реки возвращают в океан воды, которые поступили в процессе круговорота на сушу. Обмен воды, содержащейся в руслах рек, происходит весьма быстро: в среднем, по данным разных авторов, за 12—25 суток. Но если к объему русловых вод прибавить объем проточных озер, то активность водообмена значительно уменьшится и его продолжительность возрастет до трех лет.

В ледниках как бы законсервированы большие массы воды

в виде льда. Движение льда медленное, поэтому продолжительность обмена воды (льда) в ледниках колеблется, по разным данным, от 8300 до 15 000 лет.

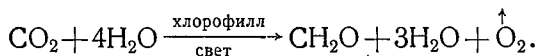
Анализ активности водообмена раскрывает весьма интересную и важную черту ресурсов пресных вод — их относительно быстрое возобновление. Сравнительная оценка активности дается следующими данными (нижний предел по М. И. Львовичу, верхний — по Г. П. Калинин):

	Полное возобновление запасов (число лет)
Мировой океан	3000
Подземные воды	5000
Ледники	8300—15 000
Почвенная влага	1,0
Реки и озера	3
Реки	0,033—0,069
Пары атмосферы	0,027
Вся гидросфера	2700

Таким образом, круговорот воды в природе, совершающийся под влиянием солнечного тепла и силы тяжести, объединяет несколько геофизических процессов, происходящих в его звеньях, — это испарение, перенос влаги в атмосфере, ее конденсация и выпадение осадков, просачивание их в почву и горные породы, сток поверхностных и подземных вод.

Особую роль в круговороте воды занимают биологические процессы — транспирация и фотосинтез. В среднем расход воды на транспирацию приблизительно равен 30 000 км³ в год (по Львовичу). Эта величина превышает 40% суммарного испарения со всей суши и составляет 7% испарения с поверхности земного шара, включая океан.

В процессе фотосинтеза растения поглощают вместе с углеродом воздуха водород, входящий в состав воды, разлагая таким образом ее на составные части. По А. А. Ничипоровичу, этот процесс можно схематизировать в следующем виде:



Растения в процессе фотосинтеза могут использовать и разлагать, по данным этого автора, $2,25 \cdot 10^{17}$ г, или 225 км³, воды в год. Из этого количества четвертая часть теряется для круговорота безвозвратно. На это особое внимание обращает А. М. Алпатьев, полагая, что в течение многих миллионов лет, со времени существования фотосинтезирующих растений, возможно постепенное обезвоживание Земли. Количественная оценка этих явлений нуждается в дополнительных исследованиях и в настоящее время при расчете составляющих круговорота не принимается во внимание. При количественной оценке круговорота не учитываются также те воды, которые участвуют во влагообмене с космическим пространством, и те

воды, которые участвуют в процессах гидратации и дегидратации горных пород глубоких недр земли. Гидратация — химическая реакция присоединения воды к веществу. Дегидратация — обратная реакция, вызываемая повышением температуры и уменьшением давления паров воды. В данном случае имеются в виду процессы поглощения воды при образовании минералов и выделения из них воды в зоне глубинного метаморфизма.

Воды, стекающие по земной поверхности, не все попадают в океаны и моря. Ниспадающие к океанам покатости, сток с которых направлен в океан, называются сточными или периферийными областями стока. Замкнутые пространства, не имеющие связи с океанами, сток с которых не достигает океана, называются областями внутреннего стока или бессточными (по отношению к океану). Воды этих областей расходуются на испарение либо по пути стока, либо с поверхности конечных замкнутых водоемов, куда они стекают. Области внутреннего стока обмениваются влагой с периферийными областями только путем переноса ее воздушными течениями в атмосфере или в незначительной мере подземными путями.

Общая площадь периферийных областей земного шара составляет 117 млн. км² и почти в 4 раза превосходит площадь областей внутреннего стока, равную 32 млн. км². Большая периферийная область в нашей стране — ниспадающая к Арктическим морям, с которой собирают свои воды реки Сибири: Обь, Енисей, Лена, Яна, Индигирка, Колыма и др. Огромные периферийные области направлены к Атлантическому океану, с них стекают большие реки мира: Амазонка, Миссисипи, Нигер, Конго, и многие реки Европы: Нева, Западная Двина, Висла, Одра, Эльба, Рейн, Луара и др.

Большая область внутреннего стока — Арало-Каспийская, к ней принадлежат бассейны рек Волги, Урала, Куры, Сырдарьи, Амударьи и др. К бессточным же областям относятся пустыни Сахара, Аравийская и Центрально-Австралийская.

§ 8. Мировой водный баланс

В процессе ежегодного круговорота влаги участвует сравнительно небольшая часть общего объема гидросферы, а именно 525 тыс. км³, или только около 0,036% запасов воды на Земле.

С некоторым приближением можно принять, что объем воды, участвующий в круговороте, в среднем (за год) не меняется. Следовательно, существует устойчивое соотношение между приходной (атмосферные осадки) и расходной (испарение, сток) частями круговорота воды на земном шаре. Эти соотношения можно представить простыми уравнениями водного баланса земного шара и его отдельных частей в среднем для годового периода, предложенными еще в 1905 г. нашим соотечественником Э. Я. Брикнером:

для малого круговорота (в пределах океана)

$$Z_o = X_o + Y_c, \quad (4)$$

малый круговорот

для большого круговорота воды

$$Z_c + Y_c = X_c, \quad (5)$$

для областей внутреннего стока

$$Z_v = X_v, \quad (6)$$

для земного шара в целом

$$Z_o + Z_c + Z_v = X_o + X_c + X_v, \text{ или } Z_s = X_s, \quad (7)$$

где X — годовая сумма осадков; Z — испарение; Y — сток речных вод. Индексы при буквенных выражениях обозначают «о» — океан, «с» — периферийную часть суши, «в» — области внутреннего стока, «з» — земля в целом.

Автор этих уравнений положил начало современным исследованиям мирового водного баланса. С тех пор произведено более десяти фундаментальных исследований, которые по методу, положенному в их основу, делятся на три группы:

- 1) вычисление стока и осадков по 5 или 10-градусным поясам суши (Фрицше, 1906 г.; Вюст, 1922 г.; Марчинек, 1964 г.);
- 2) вычисление и составление карт испарения по радиационному и тепловому балансу (Будыко, 1956 г.; Альбрехт, 1961 г.);

Таблица 5

Мировой водный баланс (по М. И. Львовичу)

Элементы баланса	Годовой объем, км ³	Годовой слой, мм	В % от годовой суммы атмосфер- ных осадков земного шара
Периферийные области (площадь 116 800 тыс. км ²)			
Осадки	106 000	910	20,2
Речной сток	41 000	350	7,8
Испарение	65 000	560	12,4
Области внутреннего стока (площадь 32 100 тыс. км ²)			
Осадки	7400 ¹	238	1,4
Испарение	7400	238	1,4
Мировой океан (площадь 361 100 тыс. км ²)			
Осадки	411 600	1140	78,2
Приток речных вод	41 000	111 ²	7,8
Испарение	452 000	1251	86,0
Земной шар (площадь 510 000 тыс. км ²)			
Осадки	525 000	1030	100,0
Испарение	525 000	1030	100,0

¹ В том числе речной сток около 830 км³, или 26 мм.

² Слой притока речных вод отнесен к площади Мирового океана.

3) составление карт речного стока земного шара (Львович, 1945, 1964 гг.) и в последующем карт всех основных элементов водного баланса суши.

В двух последних группах исследований используются мировые карты осадков, среди которых большой известностью пользуются карты О. А. Дроздова.

В табл. 5 приводятся данные по водному балансу земного шара.

Речной сток в океан включает и расход льда полярных ледников. Сток всех рек земного шара равен $41\,800\text{ км}^3$, из которых на области внутреннего стока приходится всего лишь около 800 км^3 , а $41\,000\text{ км}^3$ речных вод ежегодно вносятся в океан.

§ 9. Внутриматериковый влагооборот

Внутриматериковый влагооборот привлекает внимание многих ученых. Большой вклад в изучение этого вопроса был сделан русскими учеными А. И. Воейковым, И. И. Касаткиным, А. А. Каминским. Их заслуга заключается в постановке и первой попытке решения некоторых сторон проблемы влагооборота.

Много работ посвящено количественной оценке внутриматерикового влагооборота. Идеи А. А. Каминского (1925, 1933 гг.) нашли отражение в расчетах влагооборота для территории США, сделанных Хольцманом и Торнтвейтом, и в работах советских метеорологов. О. А. Дроздовым и

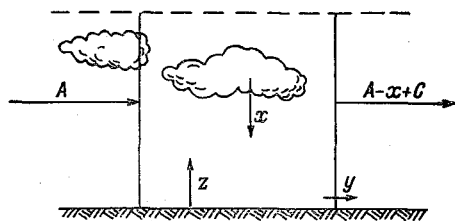


Рис. 3. К расчету элементов влагооборота ограниченной территории.

другими были определены составляющие влагооборота для отдельных частей нашей страны, основанные на большом фактическом материале.

В общем виде задача расчета элементов влагооборота для ограниченной территории решается следующим образом. Пусть A (рис. 3) — количество водяных паров, поступающих на данную территорию извне в среднем за год; X — сумма атмосферных осадков, выпадающих за год на данную территорию; Z — среднее годовое испарение; Y — средний годовой сток. Величины X , Y и Z связаны между собой известным уравнением водного баланса (см. § 135)

$$X = Z + Y. \quad (8)$$

Из общего количества водяного пара A , поступающего на данную территорию извне, часть выносится за пределы этой территории, часть расходуется на образование осадков, выпадающих на данной территории. Это так называемые внешние осадки $X_{в}$. К ним присоединяются осадки, образовавшиеся из водяного пара, созданного местным испарением, — это внутренние (местные) осадки

$X - X_{\text{в}}$. Таким образом, общее количество осадков, выпадающих на данную территорию, складывается из внутренних и внешних осадков.

Водяной пар, обязанный своим происхождением местному испарению, не полностью расходуется на формирование осадков. Часть его выносится за пределы рассматриваемой территории, и тем большая, чем меньше эта территория. Если обозначить это количество влаги через C («атмосферный сток»), то нетрудно получить уравнение

$$Z = (X - X_{\text{в}}) + C, \quad (9)$$

откуда, учитывая уравнение (8), следует

$$X_{\text{в}} = C + Y. \quad (10)$$

Последнее уравнение, связывающее сумму внешних осадков с величинами атмосферного и речного стока, может служить основой для расчета влагооборота на любой территории суши. Зная, например, X и $X_{\text{в}}$, можно определить значение так называемого коэффициента влагооборота $\frac{X}{X_{\text{в}}}$. Коэффициент влагооборота показывает, сколько раз пришедший извне и вступивший во влагооборот водяной пар выпадает в виде осадков до тех пор, пока атмосферная циркуляция и речной сток не вынесут его за пределы рассматриваемой территории.

О. А. Дроздов предлагает коэффициент влагооборота для сравнительно большой территории вычислять по формуле

$$K_{\text{вл}} = 1 + \frac{ZL}{2\omega v}, \quad (11)$$

где Z — испарение на единицу длины наветренного контура; L — длина пути переноса водяного пара; ω — влагосодержание в атмосфере; v — средняя скорость переноса.

Очевидно, что при малом количестве внутренних осадков величина $K_{\text{вл}}$ будет близка к единице, при большом их значении она должна быть больше единицы. С увеличением пути переноса, а следовательно, и площади рассматриваемой территории значение $K_{\text{вл}}$ увеличивается. Так, по подсчетам метеорологов, $K_{\text{вл}}$ в бассейне Оки равно 1,04, на ЕТС 1,10, на территории США 1,25, в Евразии 1,51.

Г. П. Калинин произвел приближенный расчет количества атмосферной влаги, приносимой на территорию Советского Союза и уносимой за ее пределы. Разница оказалась близкой к суммарному стоку всех рек СССР.

При продвижении масс воздуха в глубь материка возрастает роль местного испарения в образовании осадков из океанического пара. О большой роли местного испарения в образовании осадков в свое время писали А. И. Воейков и И. И. Касаткин. Работы Касаткина интересны тем, что он обратил внимание на возможность

усиления влагооборота хозяйственными мероприятиями, проводимыми на больших пространствах. Выделяя из общего количества влаги на материке активную часть (воду, испаряющуюся с поверхности почв, растительности, озер, болот, рек и заключенную в почвах), он полагал, что чем дальше эта активная часть задержится на материке, тем больше оборотов она может сделать на своем пути в глубь материка и тем с большим эффектом она может быть использована в народном хозяйстве.

В настоящее время в связи с преобразованием природы на юге нашей страны, направленным на борьбу с засухой и повышение урожайности, большими мелиоративными работами, проводимыми в зоне постоянного увлажнения, разработкой проектов переброски вод с севера на юг и строительством водохранилищ вопросы внутриматерикового влагооборота вновь привлекают внимание ученых. Оценивая влияние мелиоративных мероприятий и полезного лесоразведения на юге нашей страны, О. А. Дроздов пришел к выводу, что режимные изменения осадков, вызванные дополнительным испарением и усилением степени шероховатости поверхности (при лесоразведении), произойдут как на самой преобразуемой территории, так и на удаленных от нее подветренных частях материка. Однако изменения эти сравнительно невелики. Таким образом, хотя усиление внутреннего влагооборота страны подтверждается расчетами метеорологов, оно не столь значительно, как полагал ранее Касаткин. Эффект проводимых мероприятий в большей степени проявляется в превращении поверхностного стока в почвенную влагу и грунтовой сток, о чем будет сказано ниже.

ОКЕАНЫ И МОРЯ

ГЛАВА 4. МИРОВОЙ ОКЕАН И ЕГО ЧАСТИ

§ 10. Распределение суши и воды по земному шару

Пространство Земли, покрытое водами океанов и морей, представляет собой непрерывную водную оболочку, называемую Мировым океаном. Мировой океан расчленяет сушу на отдельные материки, острова и архипелаги. Из общей площади поверхности Земли 510 млн. км² на долю суши приходится всего 149 млн. км², или 29%. Остальные 361 млн. км², или 71%, заняты поверхностью Мирового океана.

Суша и вода распределяются по поверхности Земли неравномерно: большая часть суши сосредоточена в северном полушарии (39% площади занимает суша и 61% вода), в южном преобладает водная поверхность (площадь воды 81%, суши 19%).

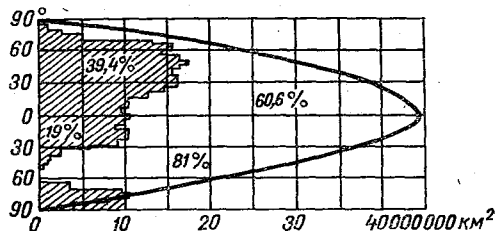


Рис. 4. Распределение суши и воды по широтам.

Неравномерность в распределении поверхности воды и суши сохраняется при любом сечении, по которому земной шар разделяется на два полушария. Можно выбрать такое положение большого круга, при сечении по которому земной шар разделится на два таких полушария, что в одном из них будет расположена большая часть водной поверхности, в другом — большая часть поверхности суши. Первое полушарие называется океаническим, второе — материковым. Полюс водного полушария находится к юго-востоку от Новой Зеландии, полюс материкового — около устья р. Луары во Франции. В материковом полушарии полностью находятся материки Европа, Азия, Африка, Северная Америка и часть Южной Америки, в водном — большая часть Тихого океана и южные части Атлантического и Индийского океанов. В материковом полушарии поверхность суши составляет 47%, воды 53%, в океаническом — соответственно 9 и 91%. Таким образом, даже

называется морем. Географическое положение, условия водообмена с океаном, характер рельефа дна и очертаний бассейна наряду с общими климатическими и гидрометеорологическими условиями района определяют структуру водных масс данного моря и их режим. Моря подразделяют по различным признакам: условиям водообмена и степени изоляции от океана (Ю. М. Шокальский), происхождению (Н. Н. Зубов и А. В. Эверлинг, Д. Г. Панов), характеру водообмена и гидрологического режима (А. М. Муромцев) и т. д.

Наибольшее распространение до настоящего времени имеет классификация Шокальского, по которой моря разделяются на окраинные, средиземные и межостровные. Окраинные моря располагаются по окраинам материков и больших островов, средиземные — между материками или внутри них. В соответствии с этим средиземные моря подразделяются на межматериковые и внутриматериковые. Межматериковые моря отличаются обычно большими размерами и большими глубинами, внутриматериковые, напротив, относительно невелики и неглубоки. Межостровные моря располагаются между островами и архипелагами.

Окраинные моря вдаются в материки и от океана отделяются грядами островов, иногда полуостровами. Свободное сообщение окраинных морей с океанами обуславливает зависимость физических и динамических процессов, а также режима вод от воздействия океана. Примерами окраинных морей могут служить моря Северное, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское, Восточно-Китайское и др.

Средиземные моря имеют затрудненную связь с океанами. В результате влияния материков соленость их вод, температура и другие характеристики сильно отличаются от соседних участков океана. Одно из самых значительных морей этого типа — Средиземное (межматериковое). К числу межматериковых морей относятся также моря австрало-азиатские и американские. Внутриматериковые средиземные моря вдаются целиком в один материк. Таковы моря Белое, Балтийское, Гудзонов залив. К числу межостровных морей относятся моря Кора, Коралловое и др.

Следует упомянуть о генетических классификациях морей, разработанных Н. Н. Зубовым и А. В. Эверлингом (1940 г.) и Д. Г. Пановым (1941 г.). Зубов и Эверлинг выделяют три типа морей: 1) океанические моря, образованные в результате разлома земной коры и опускания суши, с глубинами более 2000 м (Средиземное, Карибское, Японское и Мексиканский залив); 2) материковые моря, возникающие при наступлении океана на сушу (трансгрессии) вследствие колебаний земной коры; эти моря неглубокие, менее 1000 м (моря сибирского шельфа, Балтийское, Баренцево и др.); 3) смешанные, имеющие признаки океанических и материковых морей, как, например, Берингово море.

Д. Г. Панов классифицирует моря по происхождению котловины. Он выделяет две группы морей: 1) эпиконтинентальные, или шельфовые, и 2) геосинклинальные.

Океаны и моря у побережий образуют заливы, бухты, губы, фьорды. Заливом называется часть моря или океана, вдающаяся в сушу, но совершенно открытая для воздействия вод океана или моря. Наиболее крупные заливы Мирового океана Бискайский, Гвинейский, Бенгальский и др. Бухтой называется небольшой залив, отделенный от океана или моря небольшими полуостровами и выступающими в море мысами. Залив продолговатой формы с устьем реки в его вершине называется губой. На воды губы значительное влияние оказывают речные воды. Узкий и глубокий залив, врезающийся в сушу и ограниченный крутыми стенообразными берегами, называется фьордом.

Проливом называется относительно узкая часть Мирового океана, заключенная между двумя участками суши и соединяющая два смежных водоема, как, например, Берингов, Бассов, Гибралтарский.

ГЛАВА 5. РЕЛЬЕФ ДНА МИРОВОГО ОКЕАНА

§ 13. Строение земной коры в области океанов

Форма земной коры в области океанов тесно связана с историей происхождения материков и океанов. Существует более двух десятков гипотез, объясняющих происхождение океанов и материков. Некоторые исследователи полагают Мировой океан (ложе) первозданной, первичной формой земной коры, другие, опираясь на современные геологические, геохимические и геофизические материалы, считают, что развитие планеты связано с постоянной сменяемостью одних форм другими и их эволюцией. Поэтому океаны считают сравнительно молодыми, возникшими на месте распада и разрушения древних материков и мелководных морей.

На основании данных исторической геологии известно, что когда-то существовали обширные материки Северо-Атлантический, включавший Северную Америку, Европу и пространство между ними, где расположена северная часть современной Атлантики, и Гондвана, охватывавшая Южную Америку, южную часть Атлантического океана, Индийский океан, Индостан, Африку, Австралию. В процессе развития земной коры эти массивы раскололись. Отдельные их части оказались ниже уровня Мирового океана, так как примерно 200 млн. лет назад, на границе палеозойской и мезозойской эры, произошли погружения огромных участков земной коры, вследствие чего площадь океанических впадин оказалась значительно больше площади материков. Увеличение на планете площадей, занимаемых океаном, и глубины впадин происходит и в нашу геологическую эпоху; этот процесс носит название «океанизации». Наличие на дне Тихого и Атлантического океанов плосковершинных возвышенностей (гайотов) с мелководными осадками

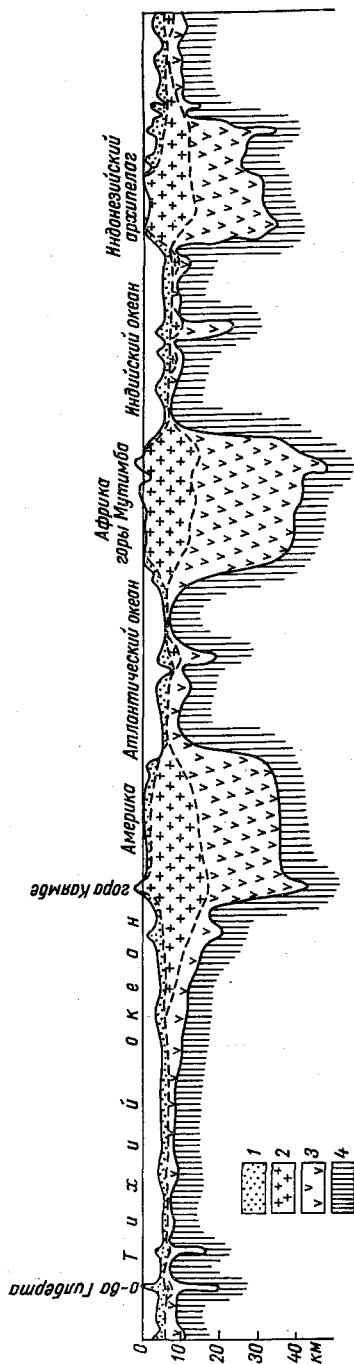


Рис. 5. Разрез земной коры по экватору.

1 — рыхлые осадки, 2 — гранитный слой, 3 — базальты, 4 — перидотитовый слой.

свидетельствует о погружении здесь суши.¹ Все эти факты свидетельствуют о развитии процесса (океанизации), о том, что, постоянно изменяясь, одни формы земной коры переходят в другие.

На дне океанов и морей встречаются два типа земной коры: континентальный и океанический (рис. 5). Континентальный тип отличается от океанического более сложной структурой и большей толщиной слоев. При полном его строении от поверхности вглубь располагается слой осадочных пород, затем гранитный и глубже базальтовый, подстилаемый перидотитовым слоем (мантия). В некоторых районах эта кора бывает двухслойной, так как верхний слой осадочных пород может отсутствовать и гранитный появляется вблизи поверхности, как, например, под материком Африки, некоторыми островами Индонезийского архипелага. Толщина континентальной коры на равнинах колеблется от 25 до 45 км, в горных областях — от 50 до 80 км.

Океанический тип земной коры, кроме верхнего слоя рыхлых, глинистых и илистых пород, состоит в основном из базальтовой оболочки толщиной до 5 км. Базальтовый слой является непрерывной горной породой, простирающейся и под континентами и под океаном. Гранитный слой в океаническом типе отсутствует, а слой осадочных пород имеет толщину от 300 до 1000 м. Например, в Тихом океане наряду с океаническим име-

¹ Американский ученый Хесс, обнаруживший эти горы путем детального промера глубин с судна «Кейн Джонсон» в годы второй мировой войны, предполагает, что это погрузившиеся острова.

ются участки континентального типа земной коры, хотя строение дна этого наиболее древнего океана отлично от строения дна Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов.

В пределах Атлантического и Индийского океанов дно океанического типа встречается с глубин 4000 м, причем и во внутриконтинентальных морях (Черное, Каспийское, Средиземное) имеются участки дна океанической структуры.

§ 14. Основные черты рельефа дна Мирового океана

До начала XX столетия редкие тросовые измерения глубин привели к неправильному представлению о простоте строения рельефа дна Мирового океана: ложе (область наибольших глубин) представлялось ровным, нерасчлененным, а глубоководные впадины — наиболее стабильными формами земной коры.

В XX в. в связи с изобретением эхолота измерения глубин стали производиться на больших площадях и гораздо более подробно. Эхолоты — приборы, принцип работы которых основан на излучении с корабля и приеме на нем звуковых импульсов, отраженных от дна, — позволяют фиксировать глубину не в отдельных пунктах, а вычерчивать профили рельефа. Многочисленные измерения в различных точках океанов и морей позволили получить представление об особенностях рельефа морского дна. Следует иметь в виду, что результаты измерений морских глубин, строго говоря, несравнимы между собой, если они производились при разных положениях уровня моря. Для того чтобы сделать результаты сравнимыми, их нужно привести к одному уровню. Уровень, к которому приводятся глубины океанов и морей, называется нулем глубин (см. § 48).

Данные о рельефе дна обобщаются в виде батиметрических карт. (Так называются карты, на которых изображены линии равных глубин — изобаты). Кроме этих карт, в настоящее время составляются карты геоморфологии дна, разрезы и профили, батиграфические кривые.

Анализ батиметрических карт позволил выделить основные морфологические зоны рельефа дна Мирового океана. На картах отчетливо заметна полоса незначительных глубин, окаймляющая материки, острова и архипелаги. Она постепенно полого опускается в среднем до глубины 200 м (иногда до 600 м) и представляет собой подводное продолжение материков, называемое материковой отмелью, или шельфом. Она одновременно служит границей поверхности континентов и приблизительной границей воздействия моря на материк. Иногда шельф отличается сложным рельефом, обусловленным тем, что некоторые его места представляют собой затопленные участки суши. Это затопленные террасы, затопленный холмистый ледниковый рельеф, подводные долины, имеющие характер каньонов. Наибольшей ширины материковая отмель достигает в Северном Ледовитом океане у берегов Евразии, в Атлантическом океане у западных берегов Европы,

у восточных берегов Америки около Ньюфаундленда и у юго-восточного берега Южной Америки. В Тихом океане материковая отмель наиболее широка в районе Зондского архипелага, у восточных берегов Азии (Восточно-Китайское и Желтое моря).

Наименьшая ширина материковой отмели отмечается вдоль западных берегов Северной и Южной Америки и вдоль восточного и западного берегов Африки. Некоторые моря полностью расположены на материковой отмели — Азовское, Желтое, Баренцево, Карское и др.

Материковый склон — это зона перехода от материков к ложу океана, расположенная в пределах 200—2440 м (2500 м). Она характеризуется резкой сменой глубин и значительными уклонами дна. Средние уклоны дна 4—7°, в отдельных районах доходят до 13—14°, как, например, в Бискайском заливе; известны еще большие уклоны дна возле коралловых и вулканических островов.

За материковым склоном идет область, занимающая 78% пространства дна и называемая ложем. Как указывалось, раньше предполагалось, что эта область представляется ровной глубоководной впадиной со слабо расчлененным рельефом. Новейшие исследования показали, что дно океанов имеет сложное строение. Через океаны простираются срединные хребты, изобилующие ущельями; встречаются горные страны и отдельные горы, плосковершинные гайоты, подводные плато, глубокие океанические впадины, глубоководные желоба (ультраабиссальные зоны и области ложа с глубинами более 6000 м). Огромные пространства дна океанов в области ложа заняты абиссальными котловинами с незначительными уклонами дна: от 0° 20' до 0° 40'.

Современные океанологические и геофизические исследования позволили по-новому районировать дно Мирового океана. В настоящее время выделяют следующие основные элементы дна:

- 1) подводная окраина материков:
 - а) материковая отмель, шельф,
 - б) материковый склон,
 - в) материковое поднятие;
- 2) переходная зона:
 - а) котловина окраинных морей,
 - б) островные дуги,
 - в) глубоководные ложбины, желоба;
- 3) ложе:
 - а) океанические котловины,
 - б) плато,
 - в) вулканические цепи;
- 4) срединные океанические хребты.

На картах рельефа и геоморфологии дна Мирового океана (Морской Атлас, 1953 г.; Физико-географический атлас мира, 1964 г.) можно проследить положение срединных подводных хребтов Мирового океана, которые проходят через Атлантический и Индийский океаны, протягиваются в антарктическом пространстве и вдоль восточной окраины Тихого океана.

Дно Мирового океана имеет сложный, расчлененный рельеф, формирование которого определяется тектоническими и сейсмическими явлениями, вулканизмом Земли, разломами земной коры, изменениями внутри мантии и другими геологическими и геофизическими процессами.

§ 15. Рельеф дна океанов

До середины XX столетия наиболее изученным было дно Атлантического океана. Начиная с 40—50-х годов текущего столетия значительные успехи достигнуты в изучении рельефа дна Северного Ледовитого, Тихого и в последние годы Индийского океанов. Большой вклад в изучение рельефа дна, наряду с зарубежными исследованиями, внесен советскими гидрографическими и океанографическими экспедициями.

Атлантический океан вытянут с севера на юг, на карте имеет очертания буквы S. Берега его расположены почти параллельно друг другу и образуют огромное водное пространство, напоминающее гигантскую реку, иногда называемую Атлантической долиной. Вдоль оси Атлантической долины простирается подводная возвышенность — Срединно-Атлантический хребет, состоящий, в сущности, из трех хребтов: Рейкьянес, Северо-Атлантического и Южно-Атлантического. Наименьшие глубины над хребтом Рейкьянес (до 890 м). На 50-м градусе северной широты этот хребет переходит в Северо-Атлантический, глубины над которым постепенно увеличиваются к югу, достигая 3600 м. На экваторе Северо-Атлантический хребет отделяется от Южно-Атлантического желобом Романш (7728 м). Южнее этого желоба начинается Южно-Атлантический хребет, глубины над которым составляют от 3450 м в северной до 1300 м в южной части. Южно-Атлантический хребет простирается до 50° ю. ш., затем он переходит в Африканско-Антарктический хребет. Отдельные массивы Срединно-Атлантического хребта расположены всего лишь на глубине 150—300 м от поверхности океана или возвышаются над ней в виде островов (Азорские, Св. Елены, Вознесения, Тристан-да-Кунья).

Срединно-Атлантический хребет представляет собой часть непрерывной горной цепи, простирающейся из Атлантики в Индийский океан и к южной окраине Тихого океана на протяжении 80 000 км. На гребне Атлантического хребта расположены рифтовые долины, рифтовые горы и высокое раздробленное плато. Эхограммы Срединно-Атлантического хребта свидетельствуют о большой его раздробленности, расчлененности склонов пилообразной формы, что позволяет предполагать об относительной молодости этого рельефа. По обе стороны от хребта расположены зоны террас и небольших холмов.

К западу и востоку от Срединно-Атлантического хребта находятся длинные глубокие ложбины — западная и восточная (первая из них более глубокая), которые в свою очередь распадаются на несколько котловин, или мульд. В западной ложбине

расположены три котловины: Северо-Американская, в южной части которой находится глубоководный желоб Пуэрто-Рико с максимальной глубиной 9218 м (наибольшая глубина Атлантического океана), Бразильская (между экватором и 30° ю. ш.) и Аргентинская (30—35° ю. ш.) с глубинами более 6000 м.

В восточной половине океана имеются четыре котловины: Северо-Африканская и Гвинейская с глубинами более 6000 м, Ангольская и Капская с глубинами 5000—5500 м.

Для рельефа дна Атлантического океана характерно наличие многочисленных банок, расположенных среди глубин в несколько тысяч метров. Особенно много таких банок в северной части океана к западу от побережья Марокко и Испании. Другая особенность рельефа дна Атлантического океана — большие площади, занятые материковой отмелью и склоном (до 2000 м). Для Атлантического океана характерно также наличие обширных абиссальных равнин с плоской поверхностью, расположенных у основания материкового склона по обе стороны Срединно-Атлантического хребта. Они распространены и в Западной, и в Восточной Атлантике. Эти абиссальные равнины обнаружены около 15 лет назад и еще недостаточно изучены. Они занимают большие пространства, измеряемые сотнями тысяч квадратных километров, например равнина Зеленого Мыса имеет площадь порядка 500 000 км² с глубиной более 5000 м. Предполагается, что это участки земной коры, погребенные под осадками мутьевых (суспензионных) потоков. (Потоки из смеси воды и взвешенных в ней песчано-глинистых частиц называют суспензионными или мутьевыми.) Многочисленные факты подтверждают их существование в океанах и морях в виде подводных течений. Спускаясь по склону морского дна, эти потоки способствуют образованию эрозионных долин, ущелий и ложбин, а также отложению осадков из взвешенных песков и глин. Они выносят и отлагают вдали от берегов на больших глубинах континентальные осадки и остатки отмершей мелководной фауны.

От Северного Ледовитого океана Атлантический океан отделен возвышенностью, представляющей собой ряд подводных порогов с глубинами менее 600 м, а в Датском проливе, между Гренландией и Исландией, — не более 320 м. По обе стороны от этой возвышенности, к северу и югу от нее, гидрологические условия и состав фауны глубин сильно различаются.

Северный Ледовитый океан отличается от других океанов значительно меньшими глубинами и широкой материковой отмелью, на которой находится большинство морей Европы, Азии и Америки. Порогом Нансена (между Гренландией и Шпицбергенем) Северный Ледовитый океан разделяется на два бассейна — Арктический и Северо-Европейский. К Арктическому бассейну относятся собственно Северный Ледовитый океан, его окраинные моря, заливы и проливы Канадского Арктического архипелага. Рельеф Арктического бассейна сложен. Вдоль берегов Евразии проходит широкая полоса материковой отмели, простирающаяся в море на 300—500 км, от берегов Аляски и Канадского архипелага — на

50—100 км. Рельеф Северного Ледовитого океана представляет собой несколько глубоководных котловин, расчлененных хребтами. Хребет Ломоносова, простирающийся от Новосибирских островов к Гренландии на 1800 км, разделяет Арктический бассейн на две большие котловины — Канадскую с глубинами до 4000 м и Амундсена с глубинами до 4500 м. В районе Северного полюса глубины около 4300—4400 м. Над хребтом Ломоносова глубины уменьшаются до 950—2000 м. Котловина Амундсена отделена от котловины Нансена (средняя глубина 3450 м) срединно-океаническим хребтом Гаккеля, представляющим собой самое северное звено в планетарной системе морфологических структур Северного Ледовитого океана.

Хребт Менделеева и поднятие Альфа образуют единый порог с минимальной глубиной 1230 м, отделенный Канадской котловиной от поднятия Бофорта. Новейшими советскими исследованиями в проливе между Шпицбергом и Гренландией открыта рифтовая долина Лены, а в котловине Нансена впадина Литке с наибольшей в Северном Ледовитом океане глубиной (5400 м). На материковой отмели и особенно на склоне Северного Ледовитого океана встречаются подводные долины, погруженные речные долины, древние дельты сибирских рек и другие формы унаследованного рельефа. Геологическая история материковой окраины Северного Ледовитого океана более многообразна, чем в других океанах. Сочетание различных геологических структур (Америки, Гренландии, Евразии) определяет разнообразие в строении земной коры в Северном Ледовитом океане. Систематическое изучение физических полей — магнитного, сейсмического и гравитационного — позволило советским геологам более обоснованно судить о стадийности развития, структуре и происхождении Северного Ледовитого океана. На основании этих исследований предполагается, что евразийская часть океана является погруженным материком и континентальная кора переработана в океаническую. Хребт Ломоносова представляется как континентальная, частично погруженная структура, отделенная от материковой отмели западной Евразии.

Индийский океан пересечен с севера на юг подводным Центральным Индийским хребтом, разделяющим океан на две части — западную и восточную. На севере, близ архипелага Чагос, от этого хребта отходит на северо-запад Аравийско-Индийский хребт с глубинами 2400—3900 м, в отдельных местах имеются поднятия до 1500 м. Между этим хребтом и северной оконечностью Центрального Индийского хребта располагается Аравийская котловина (5875 м), отделенная от Сомалийской. Центральный Индийский хребт с глубинами от 3500 до 2400 м пересекает Индийский океан приблизительно до 50° ю. ш. На юге этот хребт разветвляется. Одна его ветвь под названием Кергелен-Гауссберг продолжается на юг до Антарктиды с глубинами от 500 м на севере до 2300 м на юге; другая — Австрало-Антарктическое поднятие — простирается на восток к Тихому океану. Глубины над этим поднятием 3100—3800 м.

Части океана, расположенные к востоку и западу от Центрального Индийского хребта, по характеру рельефа различны. В восточной части океана в 60-х годах открыт Восточно-Индийский хребет, отделяющий Центральную котловину от Западно-Австралийской котловины, которые раньше объединялись в одну Индийско-Австралийскую. Восточно-Индийский хребет простирается от юго-восточной части Бенгальского залива вдоль меридиана 90° в. д. до $32-34^\circ$ ю. ш. Между Австрало-Антарктическим поднятием и Антарктидой располагается Австрало-Антарктическая котловина с глубинами до 5200 м.

Рельеф западной части океана более сложен. Для него характерно чередование понижений и повышений дна. Последние часто поднимаются над уровнем моря в виде островов. На севере этой части океана располагается Сомалийская котловина (5100—5300 м), к юго-востоку от о. Мадагаскар — обширная Центральная Индийская котловина (до 6400 м), к югу от Мозамбикского пролива — Мадагаскарская котловина (до 5770 м). Материковая отмель достигает наибольшей ширины у берегов Индостана, где хорошо прослеживаются подводные долины рек, впадающих в океан.

Рельеф Индийского океана сложен и отличается большой расчлененностью. Центральный Индийский хребет по своему строению напоминает Срединно-Атлантический; здесь также встречаются рифтовые долины, у подножия склонов — плоские террасы. В котловинах юго-западной части обнаружены вулканические горы, а в северо-восточной на шельфе и материковом склоне — каньоны. Образование Индийского океана связано с распадом и погружением материка под влиянием разломов Гондваны, начавшихся около 240 млн. лет назад. Этот процесс, сопровождавшийся землетрясениями и излиянием базальтов, отразился в современном рельефе Индийского океана.

Тихий океан, наибольший по площади и наиболее глубоководный среди океанов земного шара, имеет площадь примерно 180 млн. км². Он отличается сложным характером рельефа дна, в особенности в северо-западной части.

Дно океана расчленено понижениями и резкими поднятиями, часто переходящими в цепи и группы островов, по числу которых Тихий океан превосходит все другие. Многочисленные группы и цепи островов встречаются преимущественно в тропических широтах открытой части океана. В южной и юго-восточной частях глубины несколько меньше и дно менее расчленено. Эти части океана пересечены вытянутым поднятием дна, простирающимся от Антарктиды до экватора, к берегам Центральной Америки. В южной части это поднятие называется Южно-Тихоокеанским с глубинами, не превышающими 2980 м, а местами уменьшающимися до 1220 м. Северная часть носит название Восточно-Тихоокеанского поднятия. Глубины над ним несколько больше, чем над Южно-Тихоокеанским, но не превышают 3480 м, местами уменьшаясь до 1550 м. В районе о. Пасхи в центральной части Восточно-Тихоокеанского поднятия от него отходят два отрога, один из которых простирается на се-

веро-запад, другой — на восток к материку Южной Америки. Первый из них замыкает на севере Южную котловину (6145 м), второй — Перуанский и Чилийский желоба, находящиеся на юге в восточной части океана. Между Южно-Тихоокеанским хребтом и Антарктидой располагается котловина Беллинсгаузена с глубинами до 5300 м. На крайнем западе южной половины океана расположены Ново-Каледонская, Южно-Фиджийская и Северо-Фиджийская котловины, разделенные порогами и хребтами.

В северном полушарии рельеф более сложен. Цепь Императорских подводных гор, хребты Гавайский и Фаннинг, простираясь от 45° с. ш. до 2° ю. ш., разделяют ложе на ряд крупных котловин — северо-западную, центральную, отделенную от нее срединно-тихоокеанскими подводными горами, и северо-восточнотихоокеанскую, в которой имеется ряд разломов, ориентированных параллельно друг другу по широте. На северо-западе океана имеется большое число небольших котловин; на северо-востоке, в заливе Аляска, обнаружена горная страна с вершиной Джакомини (640 м), горы Пратт (709 м), Уэлнер (710 м), Диккенс (475 м) и др. Дно на периферии разломов сильно расчленено уступами, обрывами, глубоководными желобами. Здесь же встречаются многочисленные вулканы и гайоты. В Тихом океане гайоты — плосковершинные горы — обнаружены и на подводных хребтах и на абиссальных равнинах.

В Тихом океане широко развиты островные дуги, архипелаги вулканических островов, группы подводных вулканов, комплексные формы зон разломов. В восточной и южной частях океана открыто 13 крупных зон разломов. Они простираются на тысячи километров и в восточной части занимают огромную площадь, 40 млн. км².

Кроме отчетливых особенностей дна Тихого океана, необходимо указать на его вулканизм. По современным данным, здесь существует около 10 тыс. вулканов, которые в течение 100 млн. лет извергли лавового материала примерно столько, сколько материковые вулканы за 300 млн. лет. Самые большие вулканические образования расположены широким поясом в западной и северо-западной частях океана, в заливе Аляска, у берегов Калифорнии и Южной Америки.

Происхождение Тихого океана — это проблема, изучение которой во многом определяет решение проблемы происхождения Мирового океана и материков. Совокупность имеющихся материалов позволяет предполагать, что в позднем докембрийском периоде (500—600 млн. лет назад) Тихий океан уже существовал и его ложе отделялось от континента подвижными зонами, которые и в современный геологический период динамически активны.

В строении дна отдельных океанов имеются как сходства, так и различия (рис. 6). Основные элементы рельефа, такие, как срединно-океанические хребты, глубоководные желоба, островные дуги, котловины, глубоководные впадины и др., свойственны всем океанам. Однако в расположении этих структурных элементов имеются различия.

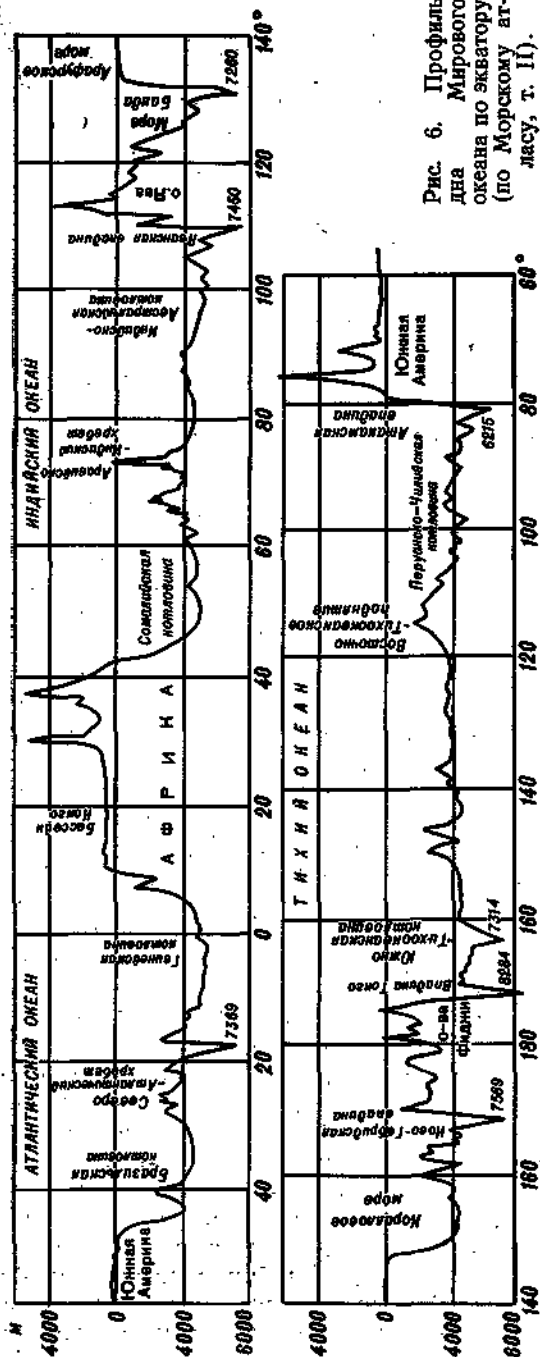


Рис. 6. Профиль дна Мирового океана по экватору (по Морскому атласу, т. II).

Срединно-океанические хребты особенно четко выражены в Атлантическом и Индийском океанах, островные дуги и глубоководные желоба с максимальными глубинами — важнейшие элементы структуры Тихого океана. В Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах хорошо выражены глубоководные котловины, которые в Тихом выражены менее отчетливо. Имеются различия и в строении берегов океанов. Все это свидетельствует о различных условиях и стадиях формирования форм земной коры в отдельных районах Мирового океана.

§ 16. Краткая характеристика особенностей рельефа дна морей

Рельеф дна морей, расположенных в области окраины материков и переходной зоны, отражает историю формирования данного участка земной коры и отдельных структурных ее элементов.

Так, например, моря Северного Ледовитого океана, расположенные в области материковой отмели, характеризуются долинно-холмистым подводным ландшафтом затопленной океаном суши. Наиболее мелководное море этого океана — Восточно-Сибирское, средняя глубина которого 58 м. К глубоководным морям Северного Ледовитого океана относятся Норвежское и Гренландское, средняя глубина которых 1740 и 1440 м; они имеют котловины с максимальной глубиной 4800 м (Гренландское) и 3680 м (Норвежское).

Моря, расположенные в поясах разломов земной коры, как, например, моря Атлантического океана Карибское (7230 м), Средиземное (5000 м), Черное (2240 м), глубоководны и имеют форму расчлененных котловин. Самое мелководное море Мирового океана — Азовское, средняя глубина которого 9 м, а наибольшая 13,5 м. Это как бы залив Черного моря, с которым оно связано генетически.

Моря Атлантического океана Балтийское и Северное имеют весьма расчлененный рельеф, тесно связанный с процессами, протекавшими на материках, вблизи которых они расположены. На рельеф этих морей наложило отпечаток минувшее оледенение севера и северо-запада Европы.

В Балтийском море преобладают глубины 40—100 м, средняя глубина 86 м. Наиболее мелководны районы проливов (Большой и Малый Бельты, и др. с отдельными глубинами 16 м и менее), прибрежные районы Финского, Рижского и Ботнического заливов. Наибольшие глубины Финского залива 120 м, Рижского 60 м и Ботнического 290 м (63° с. ш.). В Балтийском море имеется несколько глубоководных впадин: Ландсортская — 460 м, Готландская — 250 м, Аландская — 300 м. На севере дно моря более расчленено, скалисто, на юге более равнинно.

Большая часть морей Тихого океана расположена в его западной части; средиземные моря здесь почти отсутствуют. Берингово, Охотское и Японское моря глубоководны: максимальные глубины Берингова и Японского морей более 4000 м, Охотского 3660 м. Среди морей Тихого океана наиболее мелководно Желтое, расположенное полностью на материковой отмели, имеющее среднюю глубину

40 м и максимальную глубину около 110 м с общим уклоном дна в сторону Восточно-Китайского моря.

Весьма сложен рельеф дна морей Зондского архипелага (моря Сулу, Сулавеси, Банда, Яванское), где глубины изменяются от 5000 до 10 м. Среди значительных здесь глубин в юго-восточной части моря Банда встречаются впадины глубиной 7300 м. Это подвижная, динамически неустойчивая область, в которой расположены межостровные моря.

ГЛАВА 6. ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ОКЕАНАХ И МОРЯХ

§ 17. Состав морских отложений и их происхождение

Донные отложения тесно связаны с геологической историей океанов и окружающих их материков. Осадкообразование и накопление морских отложений происходит на всей площади Мирового океана. Обнажения коренных горных пород встречаются лишь в местах больших уклонов дна и интенсивных придонных течений. В основном же поверхность дна океанов и морей покрыта рыхлыми отложениями, различающимися по составу и происхождению. Эти отложения подразделяются на континентальные и пелагические. Первые из них, по своему происхождению тесно связанные с сушей, представляют собой продукты ее разрушения и называются терригенными. Вторые, т. е. пелагические, возникают вне непосредственной связи с сушей, на большом расстоянии от нее; в образовании их основная роль принадлежит организмам, обитающим в толще воды. Пелагические отложения состоят из илов органического происхождения, называемых органогенными, с примесью терригенных осадков и красной глины. Терригенные отложения также содержат примесь осадков органического происхождения.

Под влиянием механического воздействия моря — волнения, приливных и сгонно-нагонных колебаний уровня — происходит разрушение горных пород материков, обломки которых, перемещаемые течениями, подвергаются химическому воздействию морской воды. Кроме того, обломки горных пород суши приносятся реками, льдами, ветрами.

Большое значение в образовании морских отложений имеют подводные извержения вулканов, в результате которых образуются вулканические песок и ил. Из терригенного материала, попадающего в Мировой океан, кремнекислота, соли кальция и натрия поглощаются морскими организмами для построения раковин и скелетов. Отмирание этих организмов сопровождается оседанием на дно их остатков, которые служат основой глубоководных органогенных отложений. Некоторые виды осадков и конкреций¹ образуются в результате биохимических процессов. Среди пелагических отло-

¹ Конкреция — стяжения, образовавшиеся в осадочных горных породах.

жений встречаются частицы космического происхождения: космическая пыль, магнитные шарики, в составе которых обнаружен никель. Общий вес космических шариков, выпадающих на Землю, примерно 175—2400 т в год. Процесс осадкообразования сложен. Наряду с воздействием динамических, химических и других факторов формирование отложений сопровождается изменениями минералогического и химического их состава, поэтому распределение, состав, цвет и другие характеристики морских отложений позволяют судить о физическом и химическом состоянии среды, а также о ходе процессов, протекающих в океане и на материках.

§ 18. Классификация морских отложений

Существует несколько классификаций морских отложений: а) по генетическому признаку (по происхождению), б) по механическому составу, т. е. по крупности частиц, в) по гидродинамической активности, г) по химическому составу (по содержанию углекислого кальция, кремнекислоты, органического вещества и др.). Не останавливаясь подробно на каждой из этих классификаций, укажем на одну из ранних (Меррея—Ренара, 1891 г.), дополненную современными исследователями. По этой классификации морские отложения подразделяются по глубине залегания и по происхождению. По глубине залегания выделяют отложения мелководные, глубоководные прибрежные и пелагические (открытого моря); по происхождению — терригенные, органические (органогенные), красную глину, хемогенные. Эту классификацию нельзя считать достаточно полной и строгой, но выделенные основные типы терригенных и органических отложений в ней отражены достаточно четко.

Терригенные отложения — это продукты разрушения горных пород материков, поэтому по своему составу они близки к породам суши. Продукты разрушений берегов, а также наносы, выносимые речными водами, откладываются на различном расстоянии от берега. Эти отложения располагаются преимущественно на материковой отмели и материковом склоне. Среди терригенных отложений различают валуны, гальку, щебень, гравий, песок (крупный, средний и мелкий), мелкий песок с примесью ила (илистый песок), ил с примесью песка (песчанистый ил) и, наконец, илы различных цветов и оттенков.

В непосредственной близости от берегов откладываются наиболее крупные обломки пород, слагающих берега, — валуны; дальше по направлению к морю располагаются последовательно галька (или щебень), гравий, пески, постепенно уменьшающиеся по своей крупности, затем илистые пески, песчанистые илы и, наконец, илы. Эта естественная схема распространения терригенных отложений нередко нарушается в той или иной мере в зависимости от рельефа дна, геологической истории данного участка моря, режима волнения, течений и колебаний уровня. Иногда ил, находящийся обычно в наибольшем удалении от берега, оказывается в непосредственной

близости, а песок, напротив, вдали от него. Во всех случаях состав терригенных отложений зависит от того, какие породы слагают берега, и отчасти от состава наносов, выносимых реками.

Наибольшая часть площади, занятой терригенными отложениями, приходится на долю илов. Наиболее распространен из них синий ил (темный). Он встречается у о-вов Галапагос, в Бенгальском и Аравийском заливах, в австрало-азиатских и китайских морях и в других местах. На крайнем севере и на крайнем юге Мирового океана распространен тонкий ил преимущественно голубого цвета — глауконитовый ил. Местами он простирается до средних широт, как, например, в южной части Атлантического океана до так называемого Аргентинского бассейна (до 30° ю. ш.).

Большое количество глауконитовых зерен, накапливающихся в пустых раковинах корненожек, окрашивает илы в зеленый цвет. Такой зеленый ил характерен для восточного побережья США, встречается к северу от о. Куба, у берегов о. Пуэрто-Рико, п-ова Калифорния, Японских островов и в других местах.

Большие реки Южной Америки и других материков выносят наносы, содержащие окись железа, в результате иловые отложения окрашиваются в красный цвет. Такой красный ил обнаружен на материковом склоне Южноамериканского и Африканского континентов, в Восточно-Китайском море.

Черный и серый илы встречаются в районах, характеризующихся застойным режимом, где происходит разложение органических остатков без доступа кислорода. Черный ил встречается на дне Черного моря, где илы и придонные воды содержат большое количество сероводорода.

В вулканических областях, на различных глубинах вокруг островов и берегов, сложенных вулканическими породами, как, например, у о-вов Тонга, Кермадек и др., находится серый вулканический ил и песок, иногда окрашенный и в коричневый цвет. Около коралловых островов и берегов, окаймленных коралловыми рифами, в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах образуется коралловый ил белого цвета. Он встречается на глубинах до 3000 м.

В предустьевых участках рек в зависимости от рельефа дна речные наносы — аллювиальные пески и илы — или отлагаются в дельтовой части реки (при приглубом взморье), или распространяются на большие расстояния от дельты (при мелководном взморье), образуя русловые борозды, обрисовывающие очертания подводной дельты.

Органические (пелагические) отложения. Источником образования илов органического происхождения служат остатки организмов, по преимуществу планктона (см. § 80). Огромное количество остатков отмирающих организмов опускается из поверхностных слоев на дно. Часть из них (скелеты, раковины) достигает морского дна и образует донные отложения — илы глубинных областей Мирового океана. Наиболее распространенный из илов органического происхождения — глобигериновый, образовавшийся главным образом из известковых раковин мельчайших орга-

низмов глобигерин. Этот ил на 65% состоит из остатков известковых организмов и на 35% из неорганических веществ. Глобигериновый ил имеет палевую или розоватую окраску.

Другой вид пелагического ила — птероподовый ил, на 80% состоящий из известковых остатков раковин глобигерин и разных моллюсков, в особенности крылоногих — птеропод.

Ил, образовавшийся из кремнистых остатков, главным образом радиолярий — простейших одноклеточных животных, называется радиоляриевым илом. Он на 60% состоит из кремнистых органических остатков и на 40% из неорганических веществ.

В холодных водах Антарктики и в северной части Тихого океана органогенные илы образуются преимущественно за счет кремнистых остатков диатомовых водорослей, поэтому эти илы называются диатомовыми.

Красная глина залегает на самых больших глубинах Мирового океана и представляет собой тонкий глинистый остаток. Химический анализ показывает, что она состоит из водного алюмосиликата. В красной глине находится очень небольшая примесь (около 10%) остатков организмов: зубы акул, слуховые косточки китов. Кроме того, в ней встречаются частицы пемзы, вулканическое стекло, образования из окиси железа, вулканическая и атмосферная пыль и частицы космического происхождения.

Кроме терригенных и органогенных (биогенных) отложений, в полярных районах выделена группа ледниковых и айсберговых осадков, что связано со способностью льда вмораживать частицы разной крупности, переносить их на большие расстояния, а при таянии добавлять к осадкам инородные компоненты.

В океане непрерывно идут биологические процессы и химические реакции, образующие минеральные и органические соединения. Так, например, в толще дна морей и океанов залегают нефть, известняк, кремнезем, железные руды. 100 лет назад на дне Мирового океана были обнаружены железомарганцевые конкреции, главным образом в областях больших глубин. Исследования последних десятилетий показали, что на дне Тихого океана эти образования встречаются в большом количестве и на глубинах менее 1000 м. В состав их, кроме марганца и железа, входит кобальт, никель и медь. Это богатейший источник минерального сырья.

Для того чтобы свести классификацию морских отложений в единую систему, М. В. Кленовой была предложена классификация, основанная на определении механического состава осадков. Размер зерен как мелководных, так и глубоководных отложений определяется главным образом подвижностью воды. О размерах крупных отдельностей, таких, как глыбы, валуны, галька, гравий, судят по геометрической крупности (от 1000 до 1,0—0,1 мм), основные же группы мелкозернистых осадков подразделяются по содержанию в них частиц мелкой фракции ($< 0,01$ мм), так как процент частиц мелкой фракции (глинистых) наилучшим образом характеризует процесс осадкообразования. Для этих частиц определяется гидравлическая крупность по скорости их оседания в воде.

На основании классификации, приведенной в табл. 7, составлена карта распределения морских осадков в Мировом океане, помещенная во втором томе Морского атласа [5].

Таблица 7

Классификация морских осадков по содержанию в них частиц мелкой фракции ($<0,01$ мм)

Тип осадка	Содержание частиц $<0,01$ мм, %
Песок	0—5
Илистый песок	5—10
Песчанистый ил	10—30
Ил	30—50
Глинистый ил	>50
Глина	50—100

Современная классификация морских грунтов подразделяет их по вещественно-генетическому составу на терригенные, органогенные, вулканогенные, хемогенные и полигенные. По размеру частиц все осадки делятся на галечно-гравийные, песчаные, алевритовые, пелитовые.

Терригенные (обломочные и глинистые) осадки состоят в основном из продуктов разрушения горных пород суши. Это — галечно-гравийные, песчаные, алевритовые, пелитовые, рассеянный терригенный материал айсбергового и ледового разноса.

Органогенные осадки могут быть известковыми (фораминиферовые, птероподовые, коралловые и ракушечные) и кремнистыми (диатомовые и радиоляриевые). К известковым относятся осадки, содержащие более 30% углекислого кальция (CaCO_3), а к кремнистым — более 30% аморфного кремнезема (SiO_2). Кроме того, выделяются слабокремнистые осадки с содержанием аморфного кремнезема более 10% (слабокремнистые диатомовые илы) и более 5% (слабокремнистые радиоляриевые илы). Максимальное количество углекислого кальция в современных известковых осадках — свыше 99%; максимальное содержание кремнезема в диатомовых илах — 70% и в радиоляриевых илах — около 25%. Вулканогенные (пиропластические) осадки — осадки вулканического происхождения.

Хемогенные осадки, согласно Н. М. Страхову, сформировались в результате химических превращений вещества после его выпадения из морской воды. К ним относятся железомарганцевые и фосфоритные конкреции, а также осадки, обогащенные глауконитом.

К полигенным осадкам отнесены красные глубоководные глины, состоящие в основном из тончайшего терригенного и в меньшей мере вулканогенного материала. Кроме того, они содержат остаточные продукты от растворения планктонных фораминифер, ске-

леты радиолярий, фрагменты других организмов и микроконкреции; обладают повышенным содержанием космогенного материала.

В последние годы широко применяется классификация морских осадков по механическому составу, разработанная в 1960 г. И. Л. Безруковым и А. П. Лисициным. В качестве основного критерия в ней принят медианный (статистический) диаметр частиц и размер основной фракции.

§ 19. Распределение осадков в Мировом океане

До последнего времени предполагалось, что в Мировом океане преобладают отложения органического происхождения, занимающие 75% площади дна. Из них 36% приходится на красную глину и 39% на органогенные илы. Лишь 25% площади дна покрыто континентальными (терригенными) осадками, встречающимися в пределах материковой отмели и склона. В зависимости от форм подводного рельефа осадки располагаются в следующей последовательности: крупнозернистые осадки отлагаются вблизи материков, с удалением от берега более мелкие фракции переходят в песок, илистый песок, песчанистый ил, ил и на больших глубинах в глины. Грунты ложа характеризуются отложениями различного состава также в зависимости от глубины и форм подводного рельефа. В Атлантическом океане основная часть дна на глубинах более 4000 м покрыта песчанистым и глинистым илами, состоящими из остатков раковинок корненожек (глобигерин), содержащих углекислый кальций, и обломочных измельченных частиц. Дно глубоководных котловин выстлано глинистыми илами коричнево-шоколадного цвета (красная глина).

В антарктическом районе южного полушария дно океанов покрыто ледниковыми и айсберговыми отложениями и диатомовыми илами, встречающимися также на севере Тихого океана. Дно Индийского океана выстлано илом с большим содержанием углекислого кальция; глубоководные впадины — красной глиной. Наиболее разнообразны отложения дна Тихого океана, где на севере господствуют диатомовые илы, северная половина покрыта в области глубин свыше 4000 м красной глиной; в приэкваториальной зоне восточной части океана распространены илы с кремнистым остатком (радиоляриевые), в южной половине на глубинах до 4000 м встречаются известково-карбонатные илы, красная глина, на юге — диатомовые и ледниковые отложения. В районах вулканических островов и коралловых рифов встречается вулканический и коралловый песок и ил (рис. 7).

Исследования толщины отложений дна Мирового океана по новейшим литологическим данным, как показано А. П. Лисициным, позволяют сделать вывод, что на современном этапе развития океанов имеет место резкое преобладание терригенных осадков по сравнению с биогенными. Общий объем терригенного материала в настоящее время примерно в 10 раз превосходит биогенные отложения. Следовательно, наиболее существенные особенности

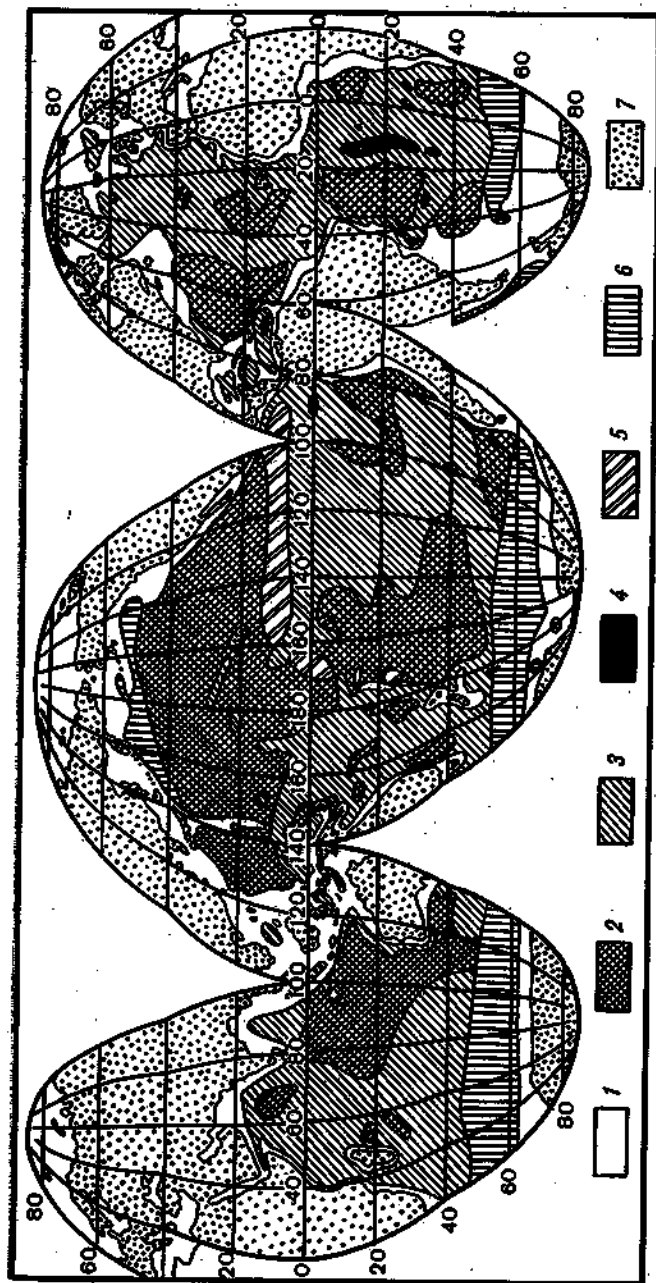


Рис. 7. Карта осадков Мирового океана (по Свєрдрупу, 1946 г.).

1 — терригенные отложения, 2 — красная глина, 3 — глауконитовый ил, 4 — пироклазовый ил (3 и 4 — известковые илы), 5 — ра-
диоляриевый ил, 6 — диатомовый ил (5 и 6 — кремниевые илы), 7 — суша.

в распределении осадочных отложений и их толщина определяются количеством терригенного материала, поступающего с материков в виде твердого и жидкого стока.

Специальными исследованиями установлено, что на периферии океанов вблизи материков и островов толщина осадочного покрова значительно больше, чем в открытых районах. Материки окружены как бы отсыпкой, простирающейся параллельно контурам материков.

Исследования взвесей и донных осадков показывают, что основная масса осадочных материалов отлагается не на шельфе, как считалось до последнего времени, а у основания материкового склона.

ГЛАВА 7. СОСТАВ МОРСКОЙ ВОДЫ И ЕЕ СОЛЕНОСТЬ

§ 20. Состав морской воды

Морская вода представляет собой универсальный раствор, в состав которого входят все известные химические элементы. В морской воде в растворе находятся твердые минеральные вещества, газы, микроэлементы, коллоиды и взвеси органического и неорганического происхождения.

Общее количество растворенных минеральных веществ, т. е. солей, в 1 кг морской воды, взятое по весу (в граммах), называется соленьостью морской воды. Средняя соленьость морской воды 35 г солей, растворенных в 1 кг морской воды, т. е. 0,035 долей килограмма.

В океанологической практике соленьость выражается в тысячных долях, т. е. в промилле, и обозначается $S_{\text{‰}}$ (35 ‰). Более строго солевой состав следует выражать в ионной форме.

Содержание основных ионов в морской воде характеризуется данными табл. 8.

Таблица 8

Содержание основных ионов в морской воде, по С. В. Бруевичу
Весовые отношения главных ионов в граммах на 1 кг морской воды

Cl'	SO_4''	HCO_3''	Br'	$\text{H}_3\text{BO}_3'$	Na^+	Mg^{++}	Ca^{++}	K^+	Sr^{+++}
19,35	2,70	0,14	0,07	0,03	10,76	1,30	0,41	0,39	0,01

Сумма ионов 35,16

Состав морской воды резко отличается от состава речных вод (табл. 9). В морской воде преобладают хлориды, значительное количество сульфатов и мало карбонатов. В речной воде хлориды содержатся в очень малых количествах, сульфатов несколько меньше, чем в морской воде, много карбонатов и других веществ.

Содержание солей в морской и речной воде
(в процентах от всей массы солей)

Основные соединения	Морская вода	Речная вода
Хлориды	88,7	5
Сульфаты	10,8	10
Карбонаты	0,3	60
Соединения азота, фосфора, кремния и органические ве- щества	0,2	25

В Мировом океане непрерывно протекают физические, химические, биологические и другие процессы, изменяющие соленость, т. е. уменьшающие или увеличивающие концентрацию раствора. Однако независимо от абсолютной концентрации раствора количественные соотношения между главными ионами остаются постоянными. Поэтому достаточно знать концентрацию одного из компонентов, чтобы определить остальные. Для определения солености пользуются суммой ионов $\text{Cl}' + \text{Br}' + \text{I}'$, называемой хлорностью, концентрация которых в морской воде наибольшая.

§ 21. Методы определения солености

Используются следующие физико-химические методы определения солености: а) оптический, основанный на измерении показателя преломления или картины интерференции; б) метод ареометрирования, позволяющий определять удельный вес морской воды при заданной температуре, а затем при помощи специальных таблиц переводить удельный вес в соответствующую ему соленость; в) измерение солености по электропроводности; г) определение содержания хлора как преобладающего элемента путем осаждения его (титрования) и вычисления по хлору общей солености; д) проведение полного химического анализа морской воды.

В 1901 г. в Копенгагенской лаборатории по изучению свойств морской воды Кнудсен, Форхом и Сёренсен был выполнен полный химический анализ морской воды и установлены количественные соотношения между основными компонентами. Эмпирически была установлена зависимость между содержанием хлора и соленьостью, под которой подразумевалось количество твердых веществ (в граммах), растворенных в килограмме морской воды, после замены всех бромидов эквивалентным количеством хлоридов, перевода всех карбонатов в окислы и погашения органического вещества. Рабочая формула для определения соленьости была получена в виде¹

$$S^0_{\text{‰}} = 0,030 + 1,8050\text{Cl}. \quad (12)$$

¹ Коэффициент 1,8050 носит название хлорного коэффициента.

Измерения солености путем определения содержания хлора представляет собой один из видов объемного количественного химического анализа.

Для морей, солевой состав вод которых отличается от океанической, соотношение солености и хлорности выражается иными формулами.

Так, например:

для Черного моря

$$S^0_{\text{‰}} = 0,1856 + 1,7950\text{Cl}, \quad (13)$$

для Балтийского моря

$$S^0_{\text{‰}} = 0,115 + 1,805\text{Cl}, \quad (13')$$

для Азовского моря

$$S^0_{\text{‰}} = 0,21 + 1,794\text{Cl}, \quad (13'')$$

для Каспийского моря

$$S^0_{\text{‰}} = 0,140 + 2,360\text{Cl}. \quad (13''')$$

В 1959 г. Лаймен и Флеминг предложили более точную формулу для определения солености по хлору, где соленость получается в виде суммы ионов:

$$\Sigma^0_{\text{‰}} = 0,073 + 1,811\text{Cl}^0_{\text{‰}}. \quad (14)$$

В настоящее время предложено несколько вариантов рабочих формул, уточняющих формулу (12), однако для того чтобы накопленный материал был сравнимым, при определении солености по хлору ею продолжают пользоваться.

С развитием прецизионных методов измерения электропроводности морской воды в последние годы практикуется определение солености по электропроводности.

В 1966 г. ЮНЕСКО совместно с Национальным институтом океанографии Великобритании опубликованы международные океанологические таблицы, в которых приводится таблица для определения солености в пределах 29,196—42,168‰ по электропроводности в интервале 0,85000—1,17999 (с точностью до 0,00001).

§ 22. Водный и солевой баланс

Изменения солености в различных районах Мирового океана зависят от физико-географических, гидрометеорологических и океанологических факторов. Наибольшее значение имеют: испарение с поверхности моря, выпадение осадков, приток материковых вод, процессы ледообразования и таяния льдов. Кроме того, большое значение имеют и динамические факторы — вертикальное перемещение слоев и горизонтальный перенос водных масс течениями (адвекция солей).

Приток пресных вод с материков, выпадение осадков, приток менее соленых вод из соседнего района океана или моря, а также процесс таяния льдов опресняют морские воды, понижая их соленость. Процессы испарения и ледообразования, сопровождающиеся выпадением солей в рассол, а также приток более соленых вод, вносимых течениями, повышают соленость.

Изменения всего комплекса этих процессов во времени и в пространстве определяют пространственное и вертикальное распределение солености, сезонные, многолетние и другие изменения ее. Солевой баланс морей и океанов связан с изменением компонентов водного баланса.

Приходную часть водного баланса составляют атмосферные осадки, выпадающие на поверхность моря, пресные воды, приносимые реками, воды от таяния морского льда и, наконец, приток воды из соседнего водоема. Расходную часть водного баланса этого же объема воды составляют потери воды на испарение, на образование льда и отток воды в соседние водоемы. Для некоторых морей учитывается расход воды на просачивание через дно.

Уравнение водного баланса можно записать в виде

$$O + S + F_{\text{пр}} = I + F_{\text{от}}, \quad (15)$$

где O — количество осадков, выпадающих на поверхность водоема; S — количество вод берегового стока; $F_{\text{пр}}$ — приток вод из соседнего бассейна; I — количество влаги, затраченной на испарение; $F_{\text{от}}$ — отток воды в соседний бассейн за счет водообмена.

В этом уравнении $O + S - I$ условно называют пресной составляющей водного баланса или, короче, пресным балансом.

Если $O + S > I$, то пресный баланс положительный, т. е. величина осадков и вод берегового стока превышает потери на испарение. Если $I > O + S$, пресный баланс отрицательный. В первом случае происходит понижение солености воды в море, а во втором — повышение. Вот почему, например, в экваториальной зоне, где количество осадков превышает испарение, соленость несколько понижена по сравнению с пассатными зонами. В пассатных зонах высокое испарение не лимитируется выпадением осадков, поэтому соленость здесь высокая. В морях большое значение имеет и водообмен с соседним морем или океаном.

Все перечисленные факторы определяют режим и изменения солености вод океанов и морей. Так как соленость — наиболее консервативное, установившееся свойство вод Мирового океана, то можно говорить и о балансе солей. Приходная часть солевого баланса складается из поступления солей: а) с материковым стоком, б) с атмосферными осадками, в) из недр Земли в виде продуктов дегазации мантии, г) при растворении пород на дне океанов и морей.

Годовой сток растворенных веществ, поступающих с материковыми водами в океан, примерно равен 3200 млн. т.

Продукты дегазации мантии поступают в океан при извержении подводных вулканов и с горячими источниками. В этих продуктах

преобладают соединения углерода (CO_2 и CO), серы (SO_3 , SO_2 , S , H_2S), галогены (Cl , F) и водород (H).

Если принять, что на поверхность океана выпадает атмосферных осадков 324 тыс. км^3 в год, то в океан попадает приблизительно $1,0\text{--}1,3 \text{ млрд. т}$ солей.

Расход солей происходит при: а) выпадении солей в осадок, б) выкристаллизовывании солей из рассола солевых ячеек льда при низких температурах (до -55°C), в) испарении морской воды в районах с жарким климатом в закрытых и полузакрытых морях, г) выносе солей при разбрызгивании воды ветром и других менее эффективных процессах.

Из всех компонентов прихода и расхода солей наибольшее значение имеют приток с материковым стоком и из недр Земли за счет дегазации мантии, а также выпадение солей из морской воды в осадок, компенсирующие друг друга. Общее количество солей, растворенных в морской воде, достигающее примерно $(47 \div 56) \times 10^{15} \text{ т}$, настолько велико, что изменения, связанные с приходом и расходом, а также влиянием различных факторов, не отражаются на общем солевом составе морской воды.

В течение длительных отрезков времени — геологических эпох — солевой состав вод Мирового океана можно считать установившимся. Это связано с тем, что приход солей балансируется расходом и, кроме того, количество солей, поступающих или выпадающих из состава морской воды, настолько незначительно по сравнению с солевой массой, находящейся в ее растворе, что требуются очень большие промежутки времени ($200\,000\text{--}160\,000$ лет) для того, чтобы соленость изменилась на $0,02\text{--}0,01\%$.

§ 23. Происхождение морской воды и ее солености

Вопрос о происхождении морской воды и ее химического состава окончательно не решен. Существовали две гипотезы происхождения морской воды и ее солей. Первая предполагала, что в процессе формирования планеты и ее атмосферы из паров, окутывавших неостывшую Землю, с дождями, воды которых заполнили впадину Мирового океана, были внесены и все основные химические элементы, находящиеся в растворе в морской воде. Вторая гипотеза предполагает, что интенсивный материковый сток и выделение воды и вещества из подкоровых областей планеты определили состав морской воды и ее соленость.

Вопрос о происхождении морской воды спорен, поэтому решение его связано с анализом результатов различных геологических, геохимических и других исследований. В последние годы в СССР выполнен эксперимент по получению морской воды при выплавлении и остывании базальтов. Данные геохимических исследований показывают, что океан возник в процессе развития Земли как специфическая ее оболочка с массой водного раствора $1,4 \cdot 10^{24} \text{ г}$. Этот раствор имеет состав и концентрацию, близкие к ювенильной воде,

особенно по содержанию хлора и брома (см. стр. 180). Современная морская вода, по А. П. Виноградову, есть продукт приспособления ювенильного раствора, поступающего из мантии, к условиям поверхности Земли. Элементы, выделяемые в процессе дегазации мантии, находятся в составе современной морской воды. Изменения, которые она претерпевала в процессе эволюции Земли, обусловлены главным образом появлением жизни, особенно процесса фотосинтеза и связанного с ним кислорода. Богатая хлоридами и бедная карбонатами морская вода существенно не изменялась в течение 2,5—2 млрд. лет. Академик В. И. Вернадский называет ее характерной постоянной Земли, т. е. ее планетарной константой.

§ 24. Распределение солёности на поверхности Мирового океана

Распределение солёности на поверхности Мирового океана находится в непосредственной зависимости от основных физико-географических факторов, рассмотренных на стр. 55. На рис. 8, 9 (см. вкладку) приведены изолинии равной солёности, называемые *изогалинами*, схематически показывающие распределение солёности на поверхности летом и зимой. Если эти схемы совместить с картами элементов водного баланса, в частности его пресной составляющей, то легко заметить, что близ экватора, в экваториальной полосе, расположена область пониженной солёности (34—35‰). Здесь осадков выпадает много, а испарение, напротив, понижено, несмотря на высокую температуру воздуха, вследствие большой влажности и господства штилевой погоды. При положительном пресном балансе имеет место понижение солёности. К северу и югу от экваториальной полосы, в зонах пассатов, осадков выпадает мало. Сильные ветры, большая сухость воздуха и высокие температуры при ясном небе способствуют увеличению испарения. В результате отрицательного пресного баланса солёность поверхностных вод увеличивается до 37,5‰ в Атлантическом и 36—36,5‰ в Тихом и Индийском океанах. К северу и югу от границ пассатных зон солёность постепенно уменьшается вследствие увеличения количества осадков и уменьшения испарения. На крайнем севере и юге уменьшение солёности происходит под влиянием появления плавающих льдов, таяние которых увеличивает поступление пресной воды. Таким образом, распределение солёности на поверхности Мирового океана носит в значительной мере черты широтной зональности, что хорошо видно на картах изогалин.

Широтная зональность в распределении солёности на поверхности Мирового океана нарушается под влиянием течений, впадения больших рек, образования и таяния льда. Теплые течения, распространяющиеся из низких широт в полярные районы, несут воды с высокой солёностью, а опресненные полярные воды переносятся холодными течениями в умеренные широты.

Так, например, под влиянием Северо-Атлантического течения солёность вод в северо-восточной части Атлантического океана достигает 35‰ (и несколько больше) — величины, нигде не встречаю-

щейся в таких же широтах в других океанах. Воды Лабрадорского течения, наоборот, снижают соленость вод у берегов Америки.

Опресняющее влияние речных вод распространяется на значительное расстояние от берега (до 500 км и более). В частности, у берегов Индии (Бенгальский залив) соленость падает до 32‰ вследствие стока пресных вод рек Ганга и Брахмапутры; у северных берегов Азии соленость снижается до 20‰ и ниже под влиянием стока крупных рек Сибири.

Средняя соленость вод на поверхности различных океанов неодинакова: Атлантического 35,4‰, Тихого 34,9‰, Индийского 34,8‰.

В табл. 10 приведена средняя соленость на поверхности океанов в южном и северном полушариях.

Таблица 10

Средняя соленость на поверхности океанов в ‰

Океан	Северное полушарие	Южное полушарие
Атлантический	35,8	35,0
Тихий	34,6	35,1
Индийский	35,0	34,7

Более высокую среднюю соленость имеет Атлантический океан за счет большего влияния материков, особенно в тропических зонах, где северо-восточный пассат несет сухой жаркий воздух со стороны Сахары, повышая испарение, а следовательно, и соленость.

Северный Ледовитый океан, сведения о котором не приведены в табл. 10, отличается некоторыми особенностями, к которым можно отнести: наличие больших масс льдов, обильный сток материковых вод и выпадение осадков. Эти факторы определяют относительно пониженную соленость поверхностных вод (от 32—29‰ в открытой части океана и морей до 10—0‰ в прибрежной полосе Сибири).

§ 25. Изменения солености по глубине

Местные физико-географические условия отдельных районов Мирового океана создают региональные особенности в распределении солености с глубиной. Термодинамические процессы, особенно процессы вертикального перемешивания и горизонтальный перенос вод поверхностными и глубинными течениями, создают тот или иной тип распределения солености.

На основании обобщения обширных материалов океанологических наблюдений в разных местах океанов и морей намечены основные типы вертикального распределения солености.

I — полярный; соленость заметно изменяется до глубины 200 м, а ниже этого горизонта она достигает значения 34,80‰ и почти не изменяется до дна.

II — субполярный; соленость изменяется от 33,0—33,20 до 34,80‰ от поверхности до глубины 1500 м, после чего изменения незначительны. Этот тип характерен для южного субполярного района между 60 и 40° ю. ш., а также для северной части Тихого океана.

III — умеренный; минимум солености на горизонтах 600—1000 м, что связано с проникновением вод полярного происхождения в северном и южном полушариях.

IV — экваториальный; соленость понижена вследствие выпадения осадков; ее значение увеличивается до горизонта 100 м, достигает максимума вследствие подтока соленых тропических вод. Глубже она изменяется все медленнее и с глубины 1000—1500 м остается почти постоянной.

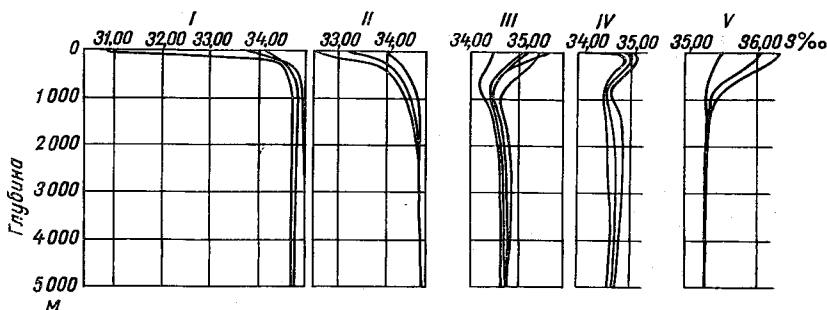


Рис. 10. Типы вертикального распределения солености.

V — тропический; характерен для области с наибольшей соленостью вод Мирового океана. Это области с отрицательным пресным балансом, расположенные в пассатных зонах, где соленость 36—35,5‰ на поверхности быстро уменьшается до глубины 1000 м и далее ко дну почти не меняется (рис. 10).

§ 26. Распределение солености в морях

Соленость поверхностных вод морей нередко значительно отличается от солености океанических вод (иногда превышает ее, иногда оказывается меньше). Эти различия определяются условиями водообмена между морями и океаном, влиянием климата и стока вод суши. Соленость поверхностных вод морей, водообмен которых происходит более или менее свободно, близка к океанической. При затрудненном водообмене различия могут быть значительными.

Соленость поверхностных вод внутренних морей, расположенных в умеренных и полярных зонах, с положительным пресным балансом, значительно отличается от солености океанических вод. Такими морями являются Балтийское, Белое, Азовское, Черное и Мраморное.

Воды Балтийского моря характеризуются малой соленостью: от 2—3‰ в вершине Финского залива до 10—12‰ в южной части. Обильный приток пресных вод и выпадение осадков, превышающих

слабое испарение, определяют пониженную соленость вод Ботнического (4—5‰), Финского (5—2‰), Рижского (6—7‰) заливов. Соленость вод Балтийского моря заметно отличается от солености вод соседнего Северного в результате затрудненного водообмена через мелководные проливы.

Воды Белого моря менее опреснены вследствие более свободного сообщения с океаном. В его бассейне соленость поверхностных вод 24—26‰, в Горле 28—30‰, а в заливах значительно ниже и сильно колеблется под влиянием сгонно-нагонных и приливных колебаний уровня. Иногда в Двинском, Кандалакшском и Онежском заливах почти пресная вода сменяется водой с соленостью 20—25‰.

Черное море, несмотря на более южное положение по сравнению с Белым, имеет более низкую соленость вследствие затрудненного водообмена с Атлантическим океаном, значительного количества выпадающих осадков (около 119 км³) и притока материковых вод (460 км³). В открытой части моря соленость изменяется от 17,5 до 18,0‰, а в прибрежной полосе, особенно в северо-западном районе, от 9 до 0‰.

Воды внутренних морей, расположенных в тропических широтах, где осадков выпадает мало, рек немного, а испарение велико, отличаются большей соленостью, чем океанические воды. Таковы моря Средиземное, Красное и Персидский залив. Средиземное море, характеризующееся отрицательным пресным балансом и затрудненным водообменом с океаном через узкий Гибралтарский пролив, имеет соленость поверхностных вод выше океанической. От Гибралтарского пролива до о. Сицилия она составляет 37—38‰, в восточной части моря 39‰ и более.

Красное море расположено между странами с сухим и жарким климатом. В него не впадает ни одной реки. Водообмен с океаном происходит через узкий Баб-эль-Мандебский пролив. Соленость Красного моря очень велика и возрастает с юга на север; в южной части она равна 37‰, в северной — до 41—42‰.

Соленость поверхностных вод Персидского залива в северной и средней частях достигает 39‰, в южной — больше 37‰.

Распределение солености по глубине в морях различно в зависимости от величины пресного баланса, интенсивности вертикального перемешивания и водообмена с океаном и соседними морями.

Колебания солености во времени незначительны. Годовые колебания в открытых частях океанов не превышают 1‰, на глубине 1500—2000 м соленость почти неизменна (различия в 0,02—0,04‰). Значительные колебания солености наблюдаются в прибрежных районах, где весной интенсивнее приток пресных вод, а также в полярных районах за счет процессов заморзания и таяния льдов.

§ 27. Газы в морской воде

В морской воде, кроме минеральных веществ, растворены азот, кислород, уголекислота, сероводород, аммиак, метан и другие газы. Содержание газов, растворенных в морской воде, крайне незначи-

тельно и заметно изменяется во времени и в пространстве. Однако его достаточно для развития органической жизни и биохимических процессов.

Кислород встречается в морской воде повсюду на различных глубинах. Он поступает в воду из атмосферы и в результате фотосинтезической деятельности растений. Расходуется кислород путем отдачи в атмосферу при избытке его в поверхностных слоях воды, а также на дыхание морских организмов и окисление различных веществ. Под влиянием этих процессов количество кислорода в морской воде может меняться настолько сильно, что иногда она оказывается то перенасыщенной, то сильно недонасыщенной кислородом. По этой причине содержание кислорода в воде выражается двояко: в абсолютных величинах (мл/л) и в относительных (в процентах к количеству кислорода, насыщающего воду при данных солености и температуре ее и данном давлении воздуха).

Наиболее быстро обмениваются кислородом с воздухом поверхностные слои воды при волнении и притом тем быстрее, чем сильнее волнение. При штиле этот обмен замедляется.

Процесс фотосинтеза растений начинается с рассветом и прекращается с наступлением темноты. Интенсивность этого процесса зависит от степени освещения и уменьшается с глубиной. Поэтому наиболее энергично этот процесс происходит в поверхностных слоях (до 70 м — горизонта распространения сине-зеленых водорослей). Эти слои обычно богаче кислородом, причем максимум его находится нередко не на самой поверхности, а на некоторой глубине. Глубже 200 м света проникает в воду весьма мало, и растительность здесь отсутствует, а следовательно, нет и поступления кислорода за счет фотосинтеза.

Ниже 200 м содержание кислорода с глубиной уменьшается, но при этом во всей толще океана его достаточно для поддержания жизни.

В поверхностном, наиболее богатом кислородом (конвекционном) слое воды (до 100—300 м) содержание его увеличивается от экватора к полюсам, несколько уменьшаясь в теплых течениях и возрастая в холодных. В среднем близ экватора в поверхностных слоях кислорода содержится 5 мл/л, на 60° ю. ш. — 6—7 мл/л, а на 50° с. ш. — даже более 8 мл/л. Поверхностные слои почти всюду насыщены, а вне тропического пояса даже перенасыщены кислородом.

С глубиной степень насыщенности кислородом сначала уменьшается в связи с расхождением его на окисление органических веществ, а глубже 1500 м вновь возрастает за счет горизонтального переноса. В северных полярных областях на глубинах 1500—2000 м насыщенность кислородом достигает 88—97%, у экватора 30—40%, в южных полярных областях 60—70%. Такое распределение насыщенности кислородом вод океанов обуславливается, помимо деятельности растений и животных, глубинной циркуляцией водных масс.

В морях на содержание газов в воде большое влияние оказывают местные условия: интенсивность волнения и вертикального перемешивания, водообмен с соседними морями и океаном. Вот почему в некоторых морях создается совершенно своеобразное распределение газов, отличное от океанического. В некоторых морях, водообмен которых с океаном затруднен, воды очень слабо вентилируются и застаиваются. Примером может служить Черное море, где интенсивное вертикальное перемешивание распространяется до глубины 150—200 м. Даже зимой, когда поверхностные слои наиболее охлаждены и богаты кислородом, они не могут опускаться на большую глубину. По этой причине глубокие слои вод Черного моря лишены кислорода. В средней части он исчезает на глубине 150 м, у берегов — несколько глубже (около 200 м). Начиная с этих горизонтов в водах Черного моря появляется сероводород, содержание которого с глубиной увеличивается, достигая у дна 6 мл/л. В глубинных слоях Черного моря жизнь, кроме анаэробной, бактериальной, невозможна.

В Балтийском море, где верхний слой воды сильно опреснен, глубинные слои заполнены более соленой водой, поступающей из пролива Каттегат. Содержание кислорода с глубиной падает, но сероводород не образуется, так как перемешивание достаточно интенсивно.

В Азовском море в иловых грунтах происходит интенсивное образование сероводорода (H_2S). Во время штормов воды моря перемешиваются. В тихую же погоду, особенно в жаркую, при интенсивном образовании H_2S в придонных слоях исчезает кислород, что приводит к массовой гибели рыб (явление замора).

Азот, растворенный в морской воде, находится почти в полном равновесии с азотом атмосферы. Содержание свободного азота в глубинных водах связано с образованием и распадом органического вещества и деятельностью бактерий. Растворенный в воде азот, особенно в прибрежных районах, усваивается особыми бактериями, перерабатывающими его в азотистые соединения, которые затем поглощаются растениями. Большое значение для жизни растений и живых организмов, для биохимических процессов, протекающих в море, имеет азот в связанном виде, т. е. в виде нитратов — солей азотной кислоты (HNO_3), нитритов — солей азотистой кислоты (HNO_2) и солей аммония (NH_4).

В морской воде растворено некоторое количество свободной и связанной углекислоты.

Двуокись углерода CO_2 присутствует в морской воде в малых количествах, причем меньшая часть ее падает на долю растворенного газа, большая же часть находится в воде в виде углекислых соединений. Углекислота попадает в воду в результате поглощения из воздуха, путем выделения организмами при дыхании и образуется при разложении органических веществ. Некоторое количество CO_2 выделяется при вулканических извержениях. Расходуется углекислота путем отдачи в атмосферу при повышении температуры, часть — при фотосинтезе растениями. Если реакция морской

воды немного щелочная, то часть CO_2 связывается в нейтральные и кислые карбонаты CaCO_3 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, что вызывает новое поступление газа из воздуха.

Углекислота играет большую роль в биологических процессах, так как это единственный источник углерода, который используется растениями для построения органического вещества.

ГЛАВА 8. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

§ 28. Процессы нагревания и охлаждения морской воды

Основной источник тепла, получаемого поверхностью Мирового океана,— это прямая и рассеянная солнечная радиация. Часть ее отражается водной поверхностью, часть излучается в атмосферу и межпланетное пространство.

Морские воды, соприкасаясь с атмосферой, обмениваются с ней теплом. Если вода теплее воздуха, то происходит отдача тепла в атмосферу, если же вода холоднее, она получает некоторое количество тепла в процессе теплообмена.

Большое количество тепла море теряет на испарение. Известно, что на испарение каждого грамма воды затрачивается свыше $2,43 \cdot 10^5$ Дж/кг (580 кал). Отсюда нетрудно представить, какое большое количество тепла теряют поверхностные слои океана, например, в области пассатов, где испарение очень велико.

В высоких широтах нагревание и охлаждение морской воды связано с ледовыми явлениями. В осенне-зимний период при образовании льда всегда выделяется скрытая теплота ледообразования, которая затрачивается на нагревание воды и воздуха над ней. Весной при таянии льда происходит, наоборот, охлаждение воды и воздуха.

Дополнительным источником тепла могут служить речные воды. Наконец, большая роль в распределении и изменении температуры вод океанов и морей принадлежит материкам, господствующим ветрам и особенно течениям.

Тепло, поступающее от Солнца, поглощается тонким поверхностным слоем и идет на нагревание воды, но благодаря малой теплопроводности воды почти не передается на глубину. Проникновение тепла от поверхности к нижележащим слоям происходит главным образом путем вертикального перемешивания (см. § 36), а также за счет адвекции тепла глубинными течениями. В результате вертикального перемешивания в летнее время к поверхности поднимаются более холодные воды и понижают температуру поверхностных слоев, а глубинные воды отепляются. В зимнее время, когда поверхностные воды охлаждены, с глубин в процессе вертикального обмена происходит подток более теплых вод, задерживающих начало ледообразования. Изучение тепловых процессов, изменений температуры воды во времени, в пространстве и по глубине основано на непосредственных наблюдениях. Измерения тем-

пературы воды в различных районах океанов и морей осуществляются на гидрологических станциях при помощи глубоководных опрокидывающихся термометров.

В последние годы в практику океанологических наблюдений широко внедряются самописцы температуры — термографы, батитермографы и термозонды, которые позволяют получить непрерывный ход температуры во времени и по глубине. Методы измерений температуры воды и основных элементов теплового баланса излагаются в специальной литературе и методических руководствах.

§ 29. Тепловой баланс моря

На поверхности раздела океан—атмосфера, а также в толще воды непрерывно происходят процессы, изменяющие тепловое состояние вод. Некоторые из этих процессов сопровождаются выделением тепла и приводят к повышению температуры воды, другие приводят к потере тепла и понижению температуры. Соотношение количеств тепла, поступающего в воду и теряемого ею в результате взаимодействия различных тепловых и динамических процессов, называют тепловым балансом (иногда бюджетом). Соотношение между приходной и расходной частями теплового баланса различно в отдельных частях Мирового океана и значительно меняется с течением времени.

Уравнение теплового баланса с учетом основных факторов, определяющих приход и расход тепла в океанах и морях, можно записать в следующем виде:

$$Q_{\odot} \pm Q_{\text{эф}} \pm Q_{\text{и}} \pm Q_{\text{т.о}} \pm Q_{\text{л}} \pm Q_{\text{ст}} \pm Q_0 \pm Q_{\text{адв}} = \pm Q_t, \quad (16)$$

где $Q_{\odot}$ — суммарная солнечная радиация, поглощаемая морем; $Q_{\text{эф}}$ — тепло, теряемое или получаемое морем в результате эффективного излучения¹; $Q_{\text{и}}$ — тепло, затрачиваемое на испарение и приобретаемое при конденсации; $Q_{\text{т.о}}$ — тепло, получаемое или отдаваемое морем в результате турбулентного (контактного) теплообмена с воздухом; $Q_{\text{л}}$ — тепло процессов ледообразования и таяния; $Q_{\text{ст}}$ — тепло вод материкового стока; Q_0 — тепло атмосферных осадков; $Q_{\text{адв}}$ — тепло, получаемое в результате водообмена (течений); Q_t — разность между приходом и расходом тепла, пошедшая на изменение температуры в деятельном слое моря.

Слой воды, в котором проявляются сезонные (годовые) колебания океанологических характеристик, называется деятельным слоем моря. За нижнюю границу этого слоя принимается глубина, на которой еще заметен годовой ход температуры. В морях с большими годовыми амплитудами температуры иногда за нижнюю

¹ Эффективное излучение представляет собой разность между длинноволновым (тепловым) излучением поверхности моря и встречным длинноволновым излучением атмосферы. Излучение с поверхности моря почти всегда больше излучения атмосферы, поэтому море теряет тепло. В уравнение теплового баланса $Q_{\text{эф}}$ почти всегда входит с отрицательным знаком.

границу деятельного слоя принимают горизонт, где годовая амплитуда равна 1°C . В полярных морях сезонные амплитуды температуры невелики и на глубине не превышают $0,1-0,2^{\circ}$. В результате взаимодействия всех компонентов теплового баланса в деятельном слое моря происходит изменение теплосодержания. Теплосодержание зависит и от теплообмена с атмосферой и нижележащими слоями воды, адвективного и горизонтального турбулентного теплообмена, связанного с перераспределением тепла течениями. Изменение теплосодержания деятельного слоя моря

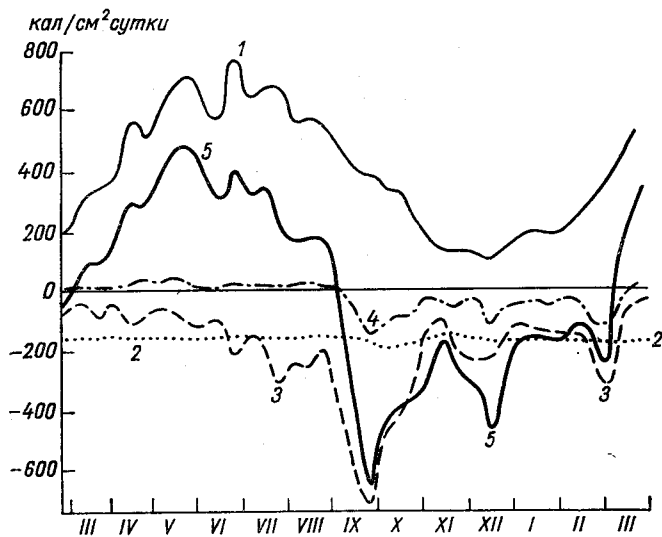


Рис. 11. Тепловой баланс Черного моря (по Богуславскому [8]).

1 — солнечная радиация, 2 — эффективное излучение поверхности моря, 3 — потери тепла на испарение, 4 — конвективный (контактный) теплообмен между морем и атмосферой, 5 — полный тепловой баланс моря (алгебраическая сумма ординат всех четырех кривых).

можно определить по средним месячным температурам внутри деятельного слоя по формуле

$$\Delta Q = c\rho h \overline{\Delta t}, \quad (17)$$

где ΔQ — изменение теплосодержания за некоторый промежуток времени; $\overline{\Delta t}$ — изменение средней температуры в деятельном слое за тот же промежуток времени; c — теплоемкость воды; ρ — плотность воды; h — толщина деятельного слоя (в сантиметрах). По данным годового хода составляющих теплового баланса можно определить и годовой ход средней температуры в деятельном слое ($\overline{\Delta t}$).

При определении теплового баланса в среднем за год некоторые статьи прихода и расхода компенсируют друг друга, так как их величины весьма незначительны. Это — приток и расход тепла за

счет процессов ледообразования и таяния, приток материковых вод, имеющий значение в прибрежной полосе, и выпадение осадков. Следовательно, приход тепла в Мировой океан определяется главным образом количеством суммарной солнечной радиации, т. е. теплом, получаемым от Солнца. Расходуется это тепло на излучение в атмосферу, на испарение и турбулентный (контактный) подогрев нижних слоев атмосферы. Так происходит круговорот энергии в системе океан—атмосфера, а уравнение теплового баланса (16) представляет собой одну из частных форм основного физического закона — закона сохранения энергии.

Изучение баланса тепла отдельных морей, океанов и Мирового океана в целом — это важная проблема в исследовании термического режима Земли, ее климата и погодных условий, с которыми связаны природные ресурсы.

Существует несколько методов определения теплового баланса, основными из которых являются полуэмпирические методы, базирующиеся на непосредственных инструментальных измерениях, специальные теоретические и эмпирические формулы, изложенные в специальных работах. Определение элементов теплового баланса осуществляется обычно для годового цикла, т. е. определяют средние суточные и средние месячные их значения в калориях с 1 см² поверхности моря за год. Можно рассчитать и многолетние значения элементов теплового баланса. Результаты этих расчетов сводят в таблицы, графики и схемы распределения элементов в пределах моря или океана. На рис. 11, заимствованном у В. В. Шулейкина, изображен ход элементов теплового баланса Черного моря, из которого видно, как с марта начинается нагревание, продолжающееся до начала сентября, когда приход тепла превосходит расход, а с сентября начинается остывание — теплоотдача в атмосферу увеличивается, и количество тепла, поступающего в одну часть года, расходуется деятельным слоем в другую часть года.

§ 30. Распределение температуры воды на поверхности Мирового океана и морей

Распределение температуры поверхностных вод тесно связано с распределением солнечной радиации и расходом тепла на испарение и в соответствии с этим носит в значительной мере зональный характер. Но эта зональность под влиянием местных причин (океанических течений, ветров, близости материков) во многих районах значительно нарушается.

Наглядное изображение распределения температуры на поверхности Мирового океана дают карты изотерм — линий, соединяющих точки с одинаковыми значениями температуры (средними годовыми, сезонными, средними месячными). Такие карты для февраля и августа представлены на рис. 12, 13 (см. вкладку). Различие в ходе изотерм на обеих картах заключается главным образом в том, что вся система изотерм на карте февраля несколько сме-

щена к югу по сравнению с картой августа. Система изотерм средних годовых температур занимает промежуточное положение. Пояс наивысших температур (выше 26°C) охватывает на обеих картах широкую полосу севернее экватора. В этой полосе лежит термический экватор (линия наивысших температур), положение которого незначительно меняется от сезона к сезону. Термический экватор то удаляется, то приближается к географическому экватору в пределах $7\text{--}10^{\circ}$ северной и в отдельных местах южной широты.

В тропическом поясе широтное распределение температуры воды нарушается под влиянием пассатных течений, идущих вдоль экватора с востока на запад. Воды этих течений, проходя вдоль экватора, успевают нагреться и, встретив на западе берега материков, отклоняются к северу и югу. Перемещение теплых вод в умеренные широты отражается на картах в отклонении изотерм к северу и югу от экватора. В восточных же частях тропического пояса течения, спускающиеся с севера в северном полушарии и с юга в южном, приносят холодные воды. Таким образом, в тропическом поясе на одной и той же широте температура поверхностных вод у западных берегов выше, чем у восточных. Охлаждению поверхностных вод в этой части океана способствуют, кроме того, холодные воды, поднимающиеся из глубин под влиянием сгона поверхностных вод пассатными ветрами. В результате аномалии температуры, или отклонения от средней для данной широты, достигают -8°C .

В южном полушарии к югу от 40° ю. ш. изотермы располагаются почти параллельно широтам. Здесь земной шар с 58° ю. ш. опоясан сплошным кольцом воды, не разделенной материками.

В северном же полушарии севернее 35° с. ш. зональное распределение температуры резко нарушается. В этой части земного шара сосредоточены основные массы суши. Кроме того, здесь у западных берегов на $35\text{--}40^{\circ}$ с. ш. встречаются теплые и холодные течения: Гольфстрим, Лабрадорское и Восточно-Гренландское в Атлантическом океане, Кюросио и Камчатско-Курильское в Тихом океане. В связи с этим изотермы в этих районах резко отклоняются от параллелей, а в Атлантическом океане наблюдаются аномалии температуры до 5°C .

Самые высокие температуры на поверхности Мирового океана наблюдаются в августе. Они достигают 32°C близ берегов Америки и Азии в Тихом океане. В феврале в южном полушарии такие высокие температуры не наблюдаются. На этот месяц приходятся самые низкие температуры ($-1,8^{\circ}\text{C}$), наблюдающиеся в Северном Ледовитом океане к северу от Америки и Азии, в Атлантическом океане около Ньюфаундленда и в южных полярных водах вблизи берегов Антарктиды.

По картам изотерм можно подсчитать средние годовые температуры поверхностных вод для отдельных широт (табл. 11).

Поверхностные воды Мирового океана в северном полушарии теплее, чем в южном, вследствие большей изоляции вод умеренных

Средние годовые температуры поверхности вод океанов

Широта	Средние годовые температуры, °С		Широта	Средние годовые температуры, °С	
	северное полушарие	южное полушарие		северное полушарие	южное полушарие
0°	27,1	27,1	50°	7,9	6,4
10	27,2	25,8	60	4,8	0,0
20	25,4	24,0	70	0,7	-1,3
30	21,3	19,5	80	-1,7	-1,7
40	14,1	13,3	90	-1,7	—

и низких широт от холодных полярных вод по сравнению с южным полушарием. Под влиянием холодных воздушных масс, поступающих с континентов, зимой значительно понижается поверхностная температура в северо-западных районах Тихого и Атлантического океанов. Годовые колебания температуры воды на поверхности достигают здесь 18° С.

Средняя годовая температура поверхностных вод в различных океанах неодинакова: в Атлантическом 16,9° С, в Тихом 19,1° С и Индийском 17,1° С. Самый теплый океан Тихий, значительно холоднее Атлантический, так как в Тихом океане площадь, заключенная между тропиками и наиболее сильно нагреваемая, составляет большую часть площади всего океана, чем в Атлантическом, где к тому же сильно влияние холодных вод Северного Ледовитого океана.

Средняя годовая температура поверхностных вод Мирового океана 17,4° С, т. е. на 3° выше средней годовой температуры воздуха. Отсюда ясно, какое громадное значение имеет тепло, накопленное водами Мирового океана, в тепловом балансе системы атмосфера—океан.

Температура поверхностных вод морей может значительно отличаться от температуры вод океанов в тех же широтах, что объясняется влиянием местных причин — близостью материков, характером водообмена с океаном, притоком речных вод и т. д.

Наиболее низкие температуры поверхностных вод в северных морях. На Белом море в течение длительного времени — с октября по май — встречаются льды. Температура поверхностных вод этого моря в средней части достигает 15° С, при входе в море не поднимается выше 8° С. В Баренцевом море средняя температура летом около 3° С (на севере до -1,8° С). В районе теплого Нордканского течения за год она изменяется от 2 до 12° С.

Воды Балтийского моря значительно теплее, в особенности в южной и центральной частях, где они летом (в августе) прогреваются до 20—18° С на юге, 17—14° С в центральной части.

в Финском заливе температура на поверхности 15—17°С, в Ботническом она снижается до 10°С в северной части залива.

В окраинных морях побережья Сибири температура летом не превышает 6°С и только в заливах под влиянием речных вод возрастает до 8°С.

Южные моря отличаются значительно более высокими температурами. В Черном море наивысшая температура воды летом до 26°С, наименьшая в средней части моря 7—8°С. В Азовском море летом температура воды повышается до 24°С, а на мелководьях до 30°С, зимой падает ниже 0°С, так же как в северо-западной части Черного моря.

Изменения температуры воды в прибрежной зоне морей под влиянием динамических факторов (сгонно-нагонные ветры, ураганы) могут происходить за короткие промежутки времени. Под влиянием сгона вод под действием ветров температура воды у берегов может понизиться на 10—12°С за несколько часов, вследствие подъема глубинных вод, компенсирующих отток. Такие явления часто наблюдаются на Черном, Балтийском и других морях.

В средиземных морях и заливах большое влияние на изменения температуры оказывают прогретые воздушные массы, распространяющиеся из прилежащих районов с жарким климатом. Так, например, в южной части Красного моря поверхностные воды в августе нагреваются до 32°С; в Персидском заливе температура достигает до 35,6°С, понижаясь до 15—20°С в феврале.

§ 31. Суточный и годовой ход температуры воды на поверхности океанов и морей

Суточные и годовые изменения температуры связаны с изменениями компонент теплового баланса, а также с теплом, переносимым течениями и вертикальным обменом вод. В ходе температуры на поверхности океанов и морей проявляются главным образом суточные и годовые колебания радиационной компоненты теплового баланса. Однако накопление и расходование тепла морем запаздывает относительно максимума и минимума температуры воздуха. Наивысшие температуры воды на поверхности наблюдаются после полудня, около 14—16 часов, а наименьшие — около 4—8 часов утра.

Изменение запасов тепла в деятельном слое моря в течение суток сравнительно невелико, так как в дневные часы при повышении прихода тепла за счет радиации и теплообмена с атмосферой нагревание воды ослабляется потерей тепла на испарение, а ночью конденсация влаги на поверхности моря уменьшает охлаждение. Наконец, высокая теплоемкость воды способствует сглаживанию температуры при изменении запасов тепла в течение суток. Поэтому суточная амплитуда температуры на поверхности воды океанов и морей невелика и значительно меньше суточных амплитуд температуры воздуха.

Нередко амплитудой называют разность крайних значений, что неверно: амплитудой колебания называется наибольшее отклонение от среднего значения.

В среднем суточные колебания, т. е. разница между максимальными и минимальными значениями температуры воды на поверхности, не превышают $0,2-0,3^{\circ}\text{C}$, а в высоких широтах $0,1^{\circ}\text{C}$, т. е. температура воды остается почти постоянной. Наибольшие суточные колебания наблюдаются в тропиках, где в тихую погоду они достигают 1°C . Суточные колебания температуры летом больше, чем в зимние месяцы.

Годовой ход температуры воды на поверхности океанов и морей выражен более отчетливо, чем суточный. Сезонные изменения температуры в течение года тоже связаны с изменениями элементов теплового баланса. В годовом периоде наивысшие и наименьшие температуры поверхностных вод, подобно тому как это происходит в суточном ходе, наступают несколько позже моментов наступления максимальных и минимальных температур воздуха. В северном полушарии наиболее высокие температуры за год наблюдаются в августе, наименьшие — в феврале, в южном — наоборот.

Годовые колебания температуры поверхностных вод значительно превосходят суточные, так как в течение года (от месяца к месяцу) изменяется соотношение между приходом и расходом тепла. Годовые колебания зависят и от широты места, так как в течение года с широтой изменяются различия в нагревании и охлаждении поверхностных вод (табл. 12).

Таблица 12

Годовые колебания температуры поверхности вод Мирового океана
в зависимости от широты места

Широта	50°с.	40	30	20	10	0	10	20	30	40	50°ю.
Разность крайних значений температуры, $^{\circ}\text{C}$	8,4	10,2	6,7	3,6	2,2	2,3	2,6	3,6	5,1	4,8	2,3

Наибольших различий температура поверхностных вод достигает в умеренном поясе, между 40 и 30° , причем в северном полушарии в этом поясе они больше. Это связано с влиянием материковых вод, количество которых в этом полушарии больше, чем в южном. Колебания температуры в указанных широтах еще более возрастают под влиянием того, что здесь расположены области повышенного давления с характерной для них ясной погодой, способствующей нагреванию воды за счет солнечной радиации и охлаждению за счет излучения в холодное время года. В поясе наибольших различий температуры в обоих полушариях имеются замкнутые области, где эти различия достигают в северном полушарии 12°C

(Тихий океан), в южном $6-8^{\circ}\text{C}$ (Индийский океан). От этих областей по направлению к полюсам годовые колебания уменьшаются до 2°C (в полярных областях). В отдельных частях Мирового океана годовые колебания температуры резко увеличиваются под влиянием течений. Так, например, в северо-западной части Атлантического океана, к югу от Ньюфаундленда, где в течение года происходит смещение границ течений Гольфстрима (теплого) и Лабрадорского (холодного), годовая разница температур воды возрастает до 30°C . В Тихом океане у берегов Азии она также достигает $25-30^{\circ}\text{C}$ вследствие смещения теплого и холодного течений Курисио и Камчатско-Курильского. Годовые различия возрастают и под воздействием стонно-нагонных ветров. В морях годовые изменения температуры значительнее, чем в океанах. Наибольших величин они достигают в морях средних широт. Так, например, в средней части Балтийского моря годовая разница равна 17°C . Такой же величины она достигает в средней части Черного моря, а в северной части возрастает до 24°C . В Средиземном и Белом морях эта разница около 14°C .

Суточные колебания температуры отмечаются до глубины 25—30 м. В некоторых районах при наличии поверхностного однородного слоя они могут распространяться и на большие глубины (до 50 м). Годовые колебания могут прослеживаться до глубины 300—400 м. Крайние значения температуры в течение года на глубине 200 м отмечаются на 3—3,5 месяца позднее, чем на поверхности. Ниже 500 м суточные и годовые колебания температуры почти отсутствуют. На основании 20 наблюдений в южной части Атлантического океана в 1943 г. было установлено, что средняя разность температуры на глубине 2000 м равна $0,06^{\circ}\text{C}$, а на 3000 м — $0,04^{\circ}\text{C}$. Колебания температуры воды от года к году зависят от изменений элементов теплового баланса, которые в значительной степени определяются многолетними климатическими колебаниями, связанными с изменениями солнечной активности и другими геофизическими явлениями.

Большое значение в многолетних и межгодовых колебаниях температуры имеют изменения интенсивности теплых и холодных течений и смещения их в пространстве. Межгодовые колебания температуры воды бывают наибольшими во фронтальных зонах океанов (см. стр. 164), а наименьшими в тропических и полярных областях. По мере удаления от тропиков к областям умеренных широт они увеличиваются.

§ 32. Распределение температуры по вертикали

Температура океанических вод, как правило, с глубиной понижается, но это понижение неодинаково в различных широтах. Существенные изменения температуры происходят только до глубины 1000 м (в разных районах от 200 до 2000 м). В этом слое вертикальные градиенты температуры воды, т. е. изменения температуры на единицу длины (единицу расстояния между горизонтами), бы-

стро растут, а ниже указанной границы резко снижаются и становятся ничтожно малыми (табл. 13).

Таблица 13

Изменения температуры воды и градиентов температуры с глубиной между 50° с. ш. и 50° ю. ш.

Глубина, м	$t^{\circ}\text{C}$	$dt^{\circ}/100\text{ м}$	Глубина, м	$t^{\circ}\text{C}$	$dt^{\circ}/100\text{ м}$
0	16,0		1000	3,8	
200	15,5	0,25	2000	3,1	0,07
400	13,7	0,90	3000	2,8	0,03
600	9,9	1,90	4000	2,6	0,02
800	5,1	2,40	5000	2,5	0,01
		0,65			

Неравномерное распределение температуры, а также и солёности в основном создается процессами перемешивания и морскими течениями. В поверхностных слоях, в пределах деятельного слоя моря, переслоенность водных масс связана главным образом с процессами вертикального обмена, а на глубине неоднородность океанологических характеристик связана с общей циркуляцией вод Мирового океана. Неоднородность вод океанов и морей, связанная с процессами вертикального и горизонтального обмена, определяет наличие промежуточных холодных или теплых слоев с пониженными или повышенными температурами. Эти слои могут быть конвективного (за счет перемешивания) и адвективного происхождения. Последние связаны с доставкой (advectos), т. е. горизонтальным вторжением, водных масс, переносимых извне течениями. Примером может служить наличие теплых атлантических вод во всей центральной части Северного Ледовитого океана, которые прослеживаются на глубинах от 150—250 до 800—900 м. При переходе от поверхностных вод к промежуточным, глубинным и придонным (см. стр. 165) на границах их соприкосновения возникают вертикальные градиенты океанологических характеристик. Переходный слой, в котором велики градиенты температуры, солёности, плотности и других свойств, называют слоем скачка. Эти слои могут быть временными, сезонными и постоянными в деятельном слое и на границе его с водами глубин. Глубоководные наблюдения в различных районах Мирового океана (рис. 14) показывают, что в открытых районах, кроме полярных областей, температура заметно изменяется от поверхности до глубины 300—400 м, затем до 1500 м изменения весьма незначительны, а с 1500 м она почти не изменяется. На 400—450 м температура 10—12°С, на 1000 м 4—7°С, на 2000 м 2,5—4°С и с глубины 3000 м она около 1—2°С.

В полярных областях распределение температуры по вертикали носит несколько иной характер (рис. 14, кривая для 61° с. ш.). Здесь на поверхности располагается холодный и относительно

опресненный слой: в Антарктике вследствие пополнения пресной воды таянием материковых льдов, в Арктике в результате выноса речных вод. Температура этого слоя около 0°C , а в южных широтах даже до $-1,8^{\circ}\text{C}$. До 200 м температура воды повышается: в южном полушарии до $0,5^{\circ}\text{C}$, в северном до 2°C . Глубже температура падает и на горизонте 800 м достигает 0°C . Температура воды океанов у дна в пределах 45° с. ш. — 45° ю. ш. держится между 0 и $+2^{\circ}\text{C}$, в умеренных широтах снижается до 0°C , в полярных бассейнах становится отрицательной, достигая -1°C и даже -2°C . Нижние, глубинные слои Мирового океана получают некоторое, весьма небольшое количество тепла от внутренней теплоты Земли. Это тепло вызывает повышение температуры воды

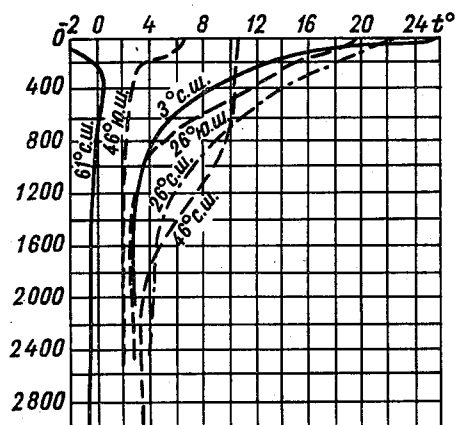


Рис. 14. Распределение температуры по глубине.

в застойных участках океанических впадин и желобов на десятки доли градуса.

В открытых частях океанов, особенно на широтах $40-50^{\circ}$, местами 60° , в толще воды выделяются два слоя: теплый поверхностный и мощный холодный, простирающийся до дна. Между ними лежит переходный слой, называемый главным термоклин. Это постоянный слой скачка, расположенный между глубинами 300—500 и 700—1500 м, характеризующийся понижением температуры от 12—17 до $4-5^{\circ}\text{C}$. В высоких широтах, где температура вод од-

нородна от поверхности до дна, термоклин расположен на поверхности.

Распределение температуры воды в окраинных, средиземных и межостровных морях зависит от местных физико-географических условий. Большое значение имеет водообмен с соседним морем или океаном, приток пресных вод, интенсивность вертикальной циркуляции и ледовый режим моря (см. стр. 83). Большое влияние на стратификацию (переслоенность) вод в морях оказывают также приливные процессы. В мелководных проливах и заливах в результате перемешивания воды приливными течениями температура, соленость, содержание газов на поверхности и у дна почти не меняются. Так, например, в Горле Белого моря температура воды на поверхности и у дна $6-7^{\circ}\text{C}$, зимой — от -1 до $-1,8^{\circ}\text{C}$.

В целом Мировой океан, имеющий среднюю температуру $3,8^{\circ}\text{C}$, представляет собой холодную сферу. Однако, поглощая огромное количество тепла в низких широтах, он постепенно отдает его атмосфере в средних и высоких широтах в холодное время. Межширотный теплообмен и обмен теплом между океаном и материками

определяют особенности климата и погодных условий на Земле. В тепловом балансе Земли Мировой океан имеет большое регулирующее значение.

ГЛАВА 9. ПЛОТНОСТЬ МОРСКОЙ ВОДЫ

§ 33. Понятие о плотности, удельном весе и удельном объеме морской воды

Плотность — важнейшее физическое свойство морской воды. Ее изменения определяют многие физические и динамические процессы в Мировом океане. Под плотностью, как известно, понимается отношение массы вещества к его объему ($\frac{m}{V} = \rho$), т. е. это масса единицы объема. Плотность — величина размерная и в системе СИ выражается в килограммах на кубический метр (кг/м^3). Плотность пресной воды при 4°C в системе СИ равна 1000 кг/м^3 , а морской при 15°C — 1020 — 1030 кг/м^3 в зависимости от солёности. Понятие «плотность» тесно связано с понятием «удельный вес», через который в океанологии принято выражать плотность.

Удельный вес морской воды — это отношение веса единицы объема морской воды при температуре t к весу единицы объема дистиллированной воды при той же температуре и нормальном атмосферном давлении.

В океанологии в качестве стандартной принята температура $17,5^\circ\text{C}$ (средняя температура лабораторного помещения), к которой приводится значение удельного веса морской воды, измеренного при любой температуре.

Удельный вес морской воды зависит только от солёности и выражается несистемной единицей г/см^3 .

В океанологической практике введено понятие условного удельного веса

$$\rho_{17,5} = \left(S \frac{17,5}{17,5} - 1 \right) \cdot 10^3. \quad (18)$$

Удельный вес и плотность морской воды незначительно отклоняются от единицы, поэтому для сокращения записи из числа, выражающего удельный вес, вычитают единицу и переносят запятую на три знака вправо. Например, удельный вес $\rho_{17,5} = 1,02624$ записывают как 26,24.

Под плотностью морской воды в океанологии понимают удельный вес морской воды ($S \frac{t}{4^\circ}$) при температуре, которую она имела в данном месте, на данной глубине (in situ), отнесенный к дистиллированной воде при температуре ее наибольшей плотности 4°C .

По той же причине малых изменений и необходимости высокой точности определений введено понятие об условной плотности

$$\sigma_t = \left(S \frac{t}{4^\circ} - 1 \right) \cdot 10^3. \quad (19)$$

При решении некоторых гидрофизических задач вместо σ_t используется условный удельный вес при 0°C (σ_0)

$$\sigma_0 = \left(S \frac{0^\circ}{4^\circ} - 1 \right) \cdot 10^3. \quad (20)$$

Во многих гидродинамических расчетах вместо условной плотности удобнее пользоваться обратной ей величиной, называемой удельным объемом, т. е. объем единицы массы

$$\alpha \frac{t}{4^\circ} = \frac{1}{S \frac{t}{4^\circ}}. \quad (21)$$

Так как удельный объем всегда больше 0,9 и меньше 1,0, то по аналогии с условными удельным весом и плотностью введено понятие условного удельного объема

$$V_t = \left(\alpha \frac{t}{4^\circ} - 0,9 \right) \cdot 10^3. \quad (22)$$

На основании лабораторных исследований Комиссии Международного совета по изучению морей (1889 г.) были установлены соотношения между содержанием хлора, соленостью, условным удельным весом и условной плотностью при температуре 0°C . Эмпирические формулы, связывающие эти величины, были использованы для расчета таблиц, опубликованных в различных международных пособиях (впервые в таблицах Кнудсена, 1901 г.) и в отечественных «Океанологических таблицах», составленных Н. Н. Зубовым [3]. В табл. 14 приводится образец таблицы соответствия величин (из «Океанологических таблиц»).

Таблица 14

Соответствие величин Cl, S, σ_0 и $\rho_{17,5}$

Cl	$S_{\text{‰}}$	σ_0	$\rho_{17,5}$
19,00	34,33	27,58	26,22
19,01	34,34	27,60	26,23
19,02	34,36	27,61	26,24
19,03	34,38	27,63	26,26

С помощью таблиц, определив ареометрированием условный удельный вес $\rho_{17,5}$, можно получить значения Cl (хлора), S (соле-

ности) и σ_0 (удельного веса). Определив титрованием содержание хлора, можно получить значения S_{∞} , $\rho_{17,5}$ и σ_0 .

В «Океанологических таблицах» приводятся таблицы для прямого определения условной плотности и удельного объема по температуре и солёности.

§ 34. Распределение плотности на поверхности и по глубинам в Мировом океане

Характерной особенностью распределения плотности на поверхности Мирового океана служит увеличение ее от экватора к полюсам в пределах 1,0220—1,0275 до 60° северной и южной широты. В некоторых районах экваториальной зоны плотность понижается до 1,0210—1,02005 и менее, как, например, в Бенгальском заливе, в морях Зондского архипелага, что связано с высокой температурой и относительно пониженной солёностью. В пассатных областях плотность заметно возрастает и далее постепенно увеличивается в направлении к полюсам. Максимальные значения плотности наблюдаются в Антарктике у кромки льда (1,0275), севернее Исландии и к юго-западу от Шпицбергена (1,0280). В Морском атласе приводится распределение плотности морской воды на поверхности Мирового океана. Если эту схему сравнить с картой изотерм и изогалин, то большее соответствие обнаруживается с картами распределения температуры, что свидетельствует о большем влиянии последней на плотность поверхностных вод. Неравномерное распределение температуры, а следовательно, и плотности на поверхности Мирового океана приводит к опусканию плотных полярных вод и движению их в направлении к экватору в глубинных слоях, а легких тропических — по поверхности к полюсам. Вследствие этой плотностной циркуляции формируются глубинные холодные придонные воды Мирового океана практически с постоянной температурой 0—2° С и солёностью 34,80—34,60‰.

С глубиной плотность изменяется в связи с изменением температуры, солёности и давления. При понижении температуры и увеличении солёности плотность увеличивается. Однако нормальная стратификация плотности нарушается в отдельных районах Мирового океана в связи с региональными, сезонными и другими изменениями температуры и солёности. В экваториальной зоне, где поверхностные воды относительно опреснены и имеют температуру 25—28° С, они подстилаются более солёными холодными водами, поэтому плотность резко возрастает до горизонта 200 м, а затем медленно увеличивается к 1500 м, после чего становится почти постоянной. В умеренных широтах, где в предзимнее время происходит охлаждение поверхностных вод, плотность увеличивается, развиваются конвективные токи и более плотная вода опускается, а менее плотная поднимается к поверхности — возникает вертикальное перемешивание слоев.

§ 35. Давление и сжимаемость морской воды. Адиабатические процессы

Под влиянием давления вышележащих слоев морская вода сжимается, хотя и в очень малой степени. Коэффициент сжимаемости (изменение единицы объема воды при изменении давления на единицу) дистиллированной воды равен 0,0000490, или приблизительно $1/20\,000$. Коэффициент сжимаемости морской воды несколько меньше: он уменьшается с увеличением солёности и температуры. При солёности 35‰ и температуре 0°C величина его равна 0,0000442.

Толща морской воды оказывает огромное давление на нижележащие слои. Величину давления морской воды выражают в барах: 1 бар (10^5 Па) приблизительно равен 1 атм, или 10^6 дин на 1 см^2 . Несмотря на то что сжимаемость морской воды очень невелика, все же это свойство воды сказывается на удельном объеме воды. Если бы вода была абсолютно несжимаема, то уровень Мирового океана был бы на 30 м выше современного.

Средняя величина давления атмосферы на поверхности океана равна 1 кг/см^2 , что соответствует давлению ртутного столба высотой 760 мм на 1 см^2 , или давлению столба морской воды высотой 10,06 м. С увеличением глубины давление возрастает на каждые 10 м приблизительно на 1 атм, или на 10^5 Па, т. е. на 1 бар.

Сжатие под давлением верхних слоев приводит к уменьшению удельного объема, т. е. увеличению плотности. Поэтому при определении удельного объема на глубине залегания вод необходимо учитывать ее сжимаемость и вводить поправки по табл. 14—18 «Океанологических таблиц».

Изменение сжатия воды под влиянием давления оказывает воздействие и на температуру: при сжатии температура воды повышается, при расширении понижается. Такое изменение температуры без теплообмена называется адиабатическим. Адиабатическое изменение температуры морской воды может быть довольно значительным. Так, например, если морскую воду, солёность которой 34,85‰, а температура $2,5^\circ\text{C}$, поднять с глубины 3000 м на поверхность, то температура ее понизится до $2,25^\circ\text{C}$. Вода той же солёности и температуры, поднятая с глубины 10 000 м, охладится до $1,13^\circ\text{C}$.

Если вертикальное распределение температуры морской воды таково, что при поднятии частицы или опускании ее адиабатически изменяющаяся температура равна температуре окружающей воды, то такое распределение температуры и ее вертикальный градиент называются адиабатическими. Знание адиабатического градиента необходимо для решения таких вопросов, как определение устойчивости вод, происхождения глубинных вод океана и т. п.

Адиабатические изменения температуры отчетливо выражены в глубинных водах при переносе их морскими течениями через подводные хребты и понижения между ними.

ГЛАВА 10. ПЕРЕМЕШИВАНИЕ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА

§ 36. Понятие о перемешивании

В Мировом океане непрерывно протекают процессы, изменяющие океанологические характеристики. В результате неравномерного изменения этих характеристик возникают горизонтальные и вертикальные их градиенты, одновременно с которыми развиваются процессы, направленные на выравнивание свойств водных масс, на уничтожение градиентов. Это процессы вертикального и горизонтального обмена, т. е. перемешивания. Изменение температуры, солености и плотности с глубиной связано с вертикальными градиентами этих величин. Градиент каждой из указанных величин может быть положительным или отрицательным. Если градиент плотности положителен (плотность увеличивается с глубиной), водные массы находятся в устойчивом состоянии, если отрицательный — неустойчивы: легкие воды стремятся всплыть, а тяжелые — опуститься. Увеличение плотности под влиянием понижения температуры или увеличения солености на поверхности вызывает опускание верхних слоев воды и подъем нижних. В результате плотность воды в верхнем, перемешанном слое понижается, а в нижележащем возрастает. В слое воды, расположенном выше слоя скачка, процессы перемешивания воды происходят наиболее интенсивно; этот слой и называется деятельным слоем. Ниже слоя скачка воды становятся устойчивыми, так как здесь с глубиной температура понижается, а соленость и плотность возрастают.

Существуют два вида вертикального перемешивания: молекулярное и турбулентное (в нем выделяются разновидности — конвективное и фрикционное).

Молекулярное перемешивание представляет собой хаотическое тепловое движение молекул. Это перемешивание происходит по всей толще океана как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, но в малых масштабах и не играет существенной роли в перемешивании вод океана.

Турбулентное перемешивание возникает вследствие внутреннего трения (вязкости) движущихся слоев воды и вихреобразования (фрикционное перемешивание). В океанах и морях фрикционное перемешивание проявляется главным образом в форме волнового (ветрового) и приливного. Ветровое перемешивание распространяется в поверхностном слое моря до глубины, равной половине длины ветровых волн. В мелководных морях ветровое перемешивание доходит до 15—20 м, а в глубоководных морях и в океанах оно может распространяться на глубину 50—200 м.

Конвективное перемешивание представляет собой обмен вод, вызванный увеличением плотности поверхностных слоев за счет охлаждения или осолонения или уменьшением плотности придонных слоев за счет подогрева и опреснения. Оно имеет особенно большое значение для поверхностных слоев воды, но может

достигать и больших глубин (4000—5000 м). Замечается оно и в океанических желобах.

Теория перемешивания вод была разработана В. Шмидтом. Основные выводы ее можно представить следующим выражением:

$$\gamma = \beta \frac{db}{dz} A_{\beta}, \quad (23)$$

где γ — изменение характеристики вод соприкасающихся слоев при перемешивании через единицу поверхности в единицу времени;

$\frac{db}{dz}$ — градиент свойства (температуры, солености, скорости и др.)

вод, участвующих в обмене; β — физическая константа (теплоемкость, теплопроводность и др.); A_{β} — коэффициент перемешивания, характеризующий интенсивность обмена.

Физический смысл процесса перемешивания и величин, его определяющих, дает табл. 15 (по В. Шмидту).

Из таблицы следует, что коэффициент обмена, умноженный на физическую константу, может быть различным при изменении свойств морской воды. Это — коэффициенты теплопроводности, диффузии, трения и т. д. При этом следует иметь в виду, что коэффициент турбулентной теплопроводности превосходит коэффициент молекулярной теплопроводности; соответственно и коэффициенты турбулентного трения (вязкости) и диффузии превосходят коэффициенты молекулярного трения и диффузии. Значения коэффициентов, характеризующих турбулентное перемешивание, изменяются в довольно широких пределах для разных районов Мирового океана. Так, например, коэффициент турбулентной теплопроводности для глубинных вод Филиппинской впадины 2,0—3,2 г·см/сек. (по Шмидту), для Каспийского моря 0—30 г·см/сек. (по Штокману), для Тихого океана у Калифорнии 30 г·см/сек. (по Мак-Ивену). Эти различия свидетельствуют о том, что коэффициенты турбулентного перемешивания зависят не только от физических свойств морской воды, но и от скорости движения (наличия градиентов скорости), размеров возникающих вихрей, устойчивости слоев воды, периодов наблюдений и т. д.

Турбулентность играет большую роль в таких процессах, как тепловое и динамическое взаимодействие океана и атмосферы, формирование структуры потоков, особенно в поверхностных и придонных слоях, диссипация (рассеяние) кинетической энергии волн и течений (превращение в тепло вследствие трения), распространение газов, солей, радиоактивных и других примесей.

А. С. Монин с точки зрения турбулентности предлагает трехслойную структуру океана; он выделяет верхний (перемешанный) слой, внутренний и придонный. Верхний находится полностью в турбулентном состоянии под влиянием турбулентного обмена, вызванного ветром, волнением и течениями, а также конвекцией. Этот слой однороден благодаря интенсивному перемешиванию и ограничен слоем скачка. Причем эта граничная поверхность имеет

Основные характеристики процесса перемещения (англетские единицы)

Свойство ϕ	Количественная характеристика β	Физическая константа β	Коэффициент A_β	Изменение характеристики в процессе обмена γ
Температура (град.)	Количество тепла (кал)	Теплоемкость (кал/г·град.)	Теплопроводность (кал/град·см·сек.)	Количество тепла (кал/см ² ·сек.)
Соленость (г/г)	Количество солей	Масса солей (г)	Диффузия (г/см·сек.)	Количество солей (кал/см ² ·сек.)
Скорость течения (см/сек.)	Количество движения (г/см·сек.)	Масса воды (г)	Трение (г/см·сек.)	Количество движения (г/см·сек. ²)

нерегулярную форму, создаваемую крупномасштабными движениями. Внутренний слой включает почти всю толщу воды, внутри которой возникает перемежающаяся турбулентность в виде отдельных пятен. Придонный слой толщиной около 10 м, создаваемый главным образом приливными течениями, полностью находится в турбулентном состоянии и отделен от внутреннего слоя поверхностью нерегулярной формы. Процессы турбулентного, молекулярного и конвективного перемешивания имеют большое значение в формировании водных масс, в распределении океанологических характеристик, в проникновении тепла и кислорода в глубины.

§ 37. Устойчивость водных масс

Сопротивление, оказываемое слоями воды процессам вертикального обмена при положительном вертикальном градиенте плотности, характеризует устойчивость водных масс. Неустойчивое состояние, как указывалось, возникает при отрицательных градиентах плотности, т. е. когда поверхностные или вышележащие слои становятся плотнее нижних и возникает перемешивание. При обмене вод происходит перенос частиц из слоя в слой. При перемещении частиц с меньшей глубины на большую плотность их увеличивается вследствие роста давления. Но под влиянием сжимаемости адиабатически увеличивается температура, следовательно, несколько уменьшается плотность. Вертикальный обмен происходит до тех пор, пока весь охваченный перемешиванием слой не достигает температуры и солености, резко отличающих его от нижележащих слоев. Но градиент плотности еще не может служить критерием устойчивости слоев. По Хессельбергу—Свердруп, критерий устойчивости имеет выражение

$$E = \frac{g}{\rho} \cdot \frac{\delta \rho}{dz}, \quad (24)$$

где g — ускорение силы тяжести; $\delta \rho$ — разность плотностей частицы, перемещенной из одного слоя в другой на расстояние dz .

Как показано Г. Н. Ивановым-Францкевичем, критерий устойчивости E физически представляет собой ускорение частицы, смещенной адиабатически из слоя в слой по вертикали на расстояние, равное единице. Это ускорение количественно характеризует тенденцию частиц возвращаться в первоначальное положение. Численно оно равно архимедовой силе, действующей на единичную массу жидкости, которая адиабатически смещена из данного слоя по вертикали на расстояние, равное единице.

Учитывая изменения плотности в связи с изменениями температуры, солености и давления по глубине, в океанологии для вертикальной устойчивости E принято выражение

$$E = \frac{\delta \rho}{\partial z} = \frac{\partial \rho}{\partial t} \left(\frac{dt}{dz} - \frac{d\zeta}{dz} \right) + \frac{\partial \rho}{\partial S} \cdot \frac{dS}{dz}, \quad (25)$$

где $\frac{\partial \rho}{\partial t}$ — изменение плотности в зависимости от изменений температуры; $\frac{dt}{dz}$ — градиент температуры; $\frac{d\zeta}{dz}$ — адиабатический градиент температуры; $\frac{\partial \rho}{\partial S}$ — изменение плотности при изменении солёности; $\frac{dS}{dz}$ — градиент солёности.

Для поверхностных слоев адиабатической поправкой можно пренебречь. В «Океанологических таблицах» приводятся значения всех входящих в формулу (25) величин.

Изучение вертикальной устойчивости имеет большое значение при исследовании водных масс, их границ и структуры. Устойчивость можно рассматривать как показатель неоднородности среды, ее состояния и стратификации.

ГЛАВА 11. ЛЕД В ОКЕАНАХ И МОРЯХ

§ 38. Образование льда в море

Процесс ледообразования в морской и пресной воде происходит различно. Морская вода замерзает при разной температуре в зависимости от солёности, а пресная вода замерзает при температуре 0°C (несколько ниже 0°C). Известно, что с изменением солёности меняются соотношения между температурой замерзания и температурой наибольшей плотности. Дистиллированная вода имеет наибольшую плотность при 4°C , морская вода имеет наибольшую плотность при разных значениях температуры в зависимости от солёности. На рис. 15 показаны изменения температуры наибольшей плотности θ и температуры замерзания τ в зависимости от солёности. Температура наибольшей плотности понижается с увеличением солёности от $+4^\circ \text{C}$ (пресная вода) до $-4,5^\circ \text{C}$ (морская вода с солёностью 40‰). Температура замерзания τ тоже меняется с увеличением солёности: от 0°C (пресная вода) до $-2,2^\circ \text{C}$ (вода с солёностью 40‰). При солёности $24,69\text{‰}$ температуры замерзания τ и наибольшей плотности θ равны $-1,33^\circ \text{C}$. Воды с солёностью меньше $24,7\text{‰}$ называют, по предложению Н. М. Книповича, солоноватыми, в отличие от морских с солёностью выше $24,7\text{‰}$. По мере осеннего охлаждения поверхностных слоев морской воды с увеличением плотности возникает вертикальная конвекция (зимняя вертикальная циркуляция), задерживающая начало ледообразования из-за поднятия глубинных, более теплых вод. С началом ледообразования, когда весь слой, охваченный перемешиванием, достигает температуры замерзания, образование льда приводит к осолонению, так как в лёд переходит только чистая вода. Часть солей увеличивает солёность поверхностных слоев и вызывает вновь

перемешивание, замедляющее развитие ледяного покрова. К основным условиям процесса ледообразования в пресной и морской воде относятся: а) теплоотдача с поверхности воды в атмосферу; б) некоторое переохлаждение воды; в) наличие ядер кристаллизации, которыми могут быть взвешенные частицы грунта, пыль, снежинки.

Наряду с процессами конвективного и ветрового (волнового) перемешивания, задерживающими начало ледообразования, некоторые явления способствуют его ускорению. Это — выпадение снега, охлаждающего поверхностные слои, речные воды и атмосферные осадки, уменьшающие минерализацию поверхностных вод и повышающие температуру замерзания; в полярных областях — наличие многолетних льдов, которые понижают температуру и уменьшают волнение:

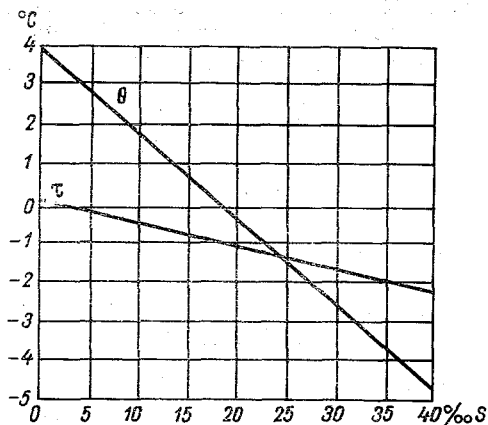


Рис. 15. Зависимость температуры наибольшей плотности (θ) и температуры замерзания (τ) от солености.

Процесс образования льда проходит несколько стадий. Вначале вокруг ядер кристаллизации возникают мельчайшие кристаллы льда в форме дисков, которые, срастаясь друг с другом, образуют удлиненные иглы. Размеры этих кристаллов на спокойной поверхности 8—10 см; на взволнованной 0,5—2,0 см. Скопление ледяных игл образует ледяное сало — тонкую пленку льда в виде пятен или сплошного налета на поверхности моря серовато-свинцового цвета. Смерзающиеся пятна сала, утолщаясь, образуют нилас.

Снег, выпадающий на поверхность моря, пропитывается водой, уплотняется и превращается в кашеобразную массу — снежуру. Рыхлые комки льда, образовавшиеся от смерзания сала и снежуры, называются шугой. Иногда в формировании шуги при интенсивном перемешивании принимает участие внутриводный лед, возникающий вследствие переохлаждения толщи воды. Внутриводный лед, как глубинный, так и донный, состоит из различных кристаллов: игл, пластинок овальной и шарообразной формы. Он представляет собой рыхлые комки льда в виде шуги, отличается губчатой структурой с включениями пузырьков воздуха и воды. Иногда со дна поднимаются глыбы донного льда больших размеров. Ледяной покров, образовавшийся из внутриводного льда, имеет белесоватый оттенок, почти непрозрачен и менее прочен, чем обычный лед.

Одновременно с появлением ледяных игл, шуги и снежуры у берегов образуются полосы льда, примерзшие к суше, — ледяные

забереги. Увеличиваясь в размерах, они превращаются в припай.

При дальнейших морозах и тихой погоде сало, смерзаясь, образует тонкую прозрачную ледяную корку — склянку. При легком волнении возникают отдельные ледяные диски диаметром 30 см и более, называемые блинчатым льдом. Иногда при взламывании заберегов и блинчатого льда под действием ветра из обломков образуется ледяная каша. Утолщение ниласа, смерзание блинчатого льда, ледяной каши приводит к образованию тонкого льда (толщиной 7—10 см), называемого молодиком.

При дальнейшем понижении температуры воздуха, если нет ветра, молодик, утолщаясь и сверху и снизу, образует ровный лед. Под действием же ветра среди ровного льда возникают трещины, разводья, полыньи, или майны, — свободные ото льда пространства. Сжатие льда ветром приводит к образованию полос сжатия — торосов. При измельчении льда в результате взламывания его ветром и волнением образуется битый лед. Последний, смерзаясь, формирует ледяные поля. Отдельные льдины большой толщины, попадая на отмели и оседая на них, образуют стамухи — неподвижные льдины, сидящие на мели. При нажиме на береговой припай плавающего льда возникают торосы и береговые валы.

Замерзание начинается обычно у берегов. Прежде всего появляются льды, выносимые речными водами. Затем в опресненных мелководных заливах и бухтах, где воды охлаждаются быстрее, появляются ледяные иглы, сало, шуга. Вдоль берегов образуется припай. У открытых берегов под влиянием волнения, приливных и сгонно-нагонных процессов льды взламываются, торосятся, выносятся в море. Большие открытые пространства моря обычно не замерзают, а покрываются плавающими льдами.

§ 39. Развитие и разрушение морских льдов

При понижении температуры воздуха толщина льда увеличивается, причем нарастание морского льда происходит медленнее, чем пресного, вследствие осолонения воды подо льдом. Скорость нарастания толщины морского льда зависит главным образом от температуры воздуха, скорости ветра, начальной толщины льда, плотности и толщины снежного покрова на его поверхности.

Обычно при спокойной погоде поверхность молодого льда гладкая, а нижняя — неровная. Молодые льды спокойного нарастания встречаются в закрытых бухтах, заливах и в области припая. В открытом море льды переслоенные, так как ледообразование сопровождается взламыванием, нагромождением льдин друг на друга, в результате образуются льды, состоящие из нескольких слоев, между которыми имеются прослойки из спрессовавшегося снега. Молодой лед толщиной 10—15 см (серый) эластичен и под действием волн свободно изгибается. Серо-белый молодик толщиной от 15 до 30 см представляет собой переходную стадию к белому льду. Он не наслаивается, как серый лед, а при сжатиях

стороны, уменьшение объема с понижением температуры, с другой, — увеличение объема за счет дополнительного образования льда из рассола в солевых ячейках.

Удельная теплоемкость морского льда также изменяется «аномально», в зависимости от изменений температуры в солевых ячейках, где может происходить таяние или образование льда с выделением или поглощением тепла. При относительно высоких температурах и значительной солености удельная теплоемкость морского льда достигает больших значений. У пресного льда она $0,50 \text{ кал}/(\text{г} \cdot \text{град.})$, т. е. $2,1 \cdot 10^3 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$, у морского с соленостью 10‰ и температурой -10°C удельная теплоемкость $0,85 \text{ кал}/(\text{г} \cdot \text{град.})$, или $3,56 \cdot 10^3 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$, а при температуре -2°C она становится $10,83 \text{ кал}/(\text{г} \cdot \text{град.})$, т. е. $4,54 \cdot 10^4 \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot \text{К})$. Таким образом, удельная теплоемкость морского льда растет с увеличением солености и температуры.

Коэффициент теплопроводности льда различной плотности изменяется от $2,05$ до $2,26 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ (от $5,4 \cdot 10^{-3}$ до $4,9 \times 10^{-3} \text{ кал}/\text{сек. град. см}$).

Плотность морского льда зависит от его температуры и солености, а также от количества пузырьков, включенных в лед. Плотность чистого пресного льда, лишенного пузырьков воздуха, при 0°C равна $0,9176$; она незначительно повышается с понижением температуры, а у морского льда и с увеличением солености. В зависимости от солености и содержания пузырьков воздуха (т. е. пористости, выражаемой в процентах и характеризующей отношение объема пузырьков, включенных в лед, к общему объему льдины) плотность морского льда изменяется в пределах от $0,920$ до $0,953 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$. Наибольшее влияние на плотность, а также и прочность льда оказывает включение пузырьков воздуха, поэтому старые льды, где солевые ячейки, освободившиеся от рассола, заполнены пузырьками воздуха, имеют наименьшую плотность.

Льды различаются и по механическим свойствам — твердости, упругости, прочности, эластичности. Твердость льда с понижением температуры возрастает, а с нею увеличивается и хрупкость. Морской лед менее прочен, чем речной, но отличается большей упругостью и пластичностью. Исследования механических свойств ледяного покрова показывают, что прочность морского льда примерно на 25% ниже прочности речного льда. Для оценки прочности льда пользуются такими характеристиками, как предел и модуль упругости¹, разрушающее напряжение, коэффициент вязкости, коэффициент Пуассона и др. Все эти характеристики, полученные как в лабораторных, так и в природных условиях, приводятся в специальной литературе, в частности в «Океанологических таблицах».

¹ Предел упругости — это величина напряжения, при котором лед перестает быть упругим и становится пластичным. Модуль упругости — коэффициент пропорциональности, численно равный напряжению, возникающему при относительной деформации тела, равной единице.

§ 41. Классификация льдов

Льды, встречающиеся в море, классифицируют по происхождению, форме, возрасту, подвижности и другим признакам.

По происхождению льды делят на морские, пресноводные (речные) и материковые (глетчерные). Морские льды образуются непосредственно в море из морской воды; пресноводные, или речные, выносятся в море речными водами; материковые льды — это находящиеся на плаву части ледников, спускающихся в море, и обломки этих ледников, или айсберги.

В зависимости от возраста различают: а) начальные формы льда (иглы, сало, снежура и т. д.), б) нилас, в) серые льды, г) белый лед, д) однолетний, двухлетний, е) многолетний (паковый).

По подвижности морские льды подразделяются на неподвижные и дрейфующие. Неподвижный лед — сплошной ледяной покров, закрепленный сушей или банками (примерзший к ним). Основная форма неподвижного льда — припай, ширина которого может достигать нескольких километров. Кроме припая, к неподвижным льдам относятся стамухи, береговые валы.

Дрейфующий, или плавающий, лед — лед, не связанный с берегом и находящийся в движении под влиянием ветра и течений. Это преобладающая форма льдов, встречающихся в Мировом океане. По размерам плавающие льды делят на обширные, большие и малые ледяные поля, крупнобитый и мелкобитый лед.

Материковые льды, встречающиеся в море, образуются при обламывании концов глетчеров, сползающих в море, или при обламывании массивов шельфового льда. Шельфовый лед образуется путем отложения фирна на многолетнем припае или на выступающих в море глетчерных льдах. Край шельфового ледника, возвышающийся над уровнем моря на несколько десятков метров, называется ледниковым барьером, а край ледника, спускающийся в море и находящийся на плаву, называется ледниковым языком.

К дрейфующим льдам материкового происхождения принадлежат айсберги и ледяные острова. Айсберги — ледяные горы, представляющие собой крупные обломки ледникового языка, дрейфующие в море. Размеры их зависят от фронтальных размеров и толщины ледников, от которых айсберг отделился. Ледяные острова — обширные обломки шельфового льда длиной до 30 км и более, толщиной в несколько десятков метров. В Арктике они образуются в районе шельфовых льдов северного района Канадского архипелага. Ледяные острова используются для исследования ледового режима и дрейфа льдов Северного Ледовитого океана. Они имеют волнистую поверхность, слабо расчлененную валами и ложбинами.

Айсберги подразделяют по происхождению и по форме. По происхождению выделяют три вида: 1) айсберги шельфовых ледников, 2) айсберги выводных ледников, 3) айсберги материкового ледяного барьера. По форме их можно подразделить на: 1) столообразные, 2) пирамидальные, 3) куполообразные, 4) разрушенные. В зависимости от происхождения каждому типу айсберга

свойственна та или иная форма. Столообразные айсберги отличаются плоской поверхностью, характерны для Антарктики, где обычно достигают огромных размеров. Пирамидальные айсберги имеют вершину остроконечной неправильной формы и отличаются большой высотой; встречаются главным образом в Арктике. Размеры их значительно меньше, чем столообразных. Наибольший айсберг пирамидальной формы был обнаружен на севере Атлантики в районе Ньюфаундленда. Длина его была 585 м, высота 87 м. Были обнаружены куполообразные и разрушенные айсберги, имевшие максимальную длину 3,8—1,6 км и высоту 123—137 м. Отдельные гигантские айсберги, как, например, встреченный в 1953 г. китобойным судном «Балена», имели длину до 145 км и ширину 45 м, а «В. Скоресби» встретил айсберг длиной 280 км.

Вследствие огромных размеров ледяные горы могут существовать долго, в особенности в антарктических водах, где климат и гидрологические условия более суровы, чем в Арктике. Антарктические айсберги могут существовать более 13 лет и относятся к характерным особенностям антарктического ландшафта. Арктические ледяные горы менее долговечны, возраст их обычно не превышает двух лет.

С возрастом форма айсбергов меняется. По мере разрушения надводной части они постепенно превращаются в колоннообразные ледяные горы. В последней стадии разрушения айсберги принимают крылообразную и рогообразную формы. В соответствии с этим меняются и соотношения между высотами выступающей (надводной) и подводной частей ледяных гор. Характерные соотношения между этими величинами, по данным Международного ледового патруля, приведены в табл. 16.

Таблица 16

Отношения высоты надводной части айсберга к осадке
(h_n/h_n)

Айсберги	h_n/h_n
Столообразные	1/5 ¹
Округлые (куполообразные)	1/4
Пирамидальные	1/3
Разрушенные	
а) колоннообразные	1/2
б) крылообразные	1/1

¹ В антарктических водах обнаружены айсберги, у которых отношение h_n/h_n от 1/7 до 1/6 (столообразные и куполообразные).

§ 42. Дрейф льдов

Перенос льдов под влиянием ветров и течений называют дрейфом. Угол отклонения дрейфа от направления ветра вдали от берегов над большими глубинами составляет 30—35°, а в мо-

рях — от 16 до 28° (вправо — в северном, влево — в южном полушарии). Скорость дрейфа льдов в арктических морях в 50 раз меньше скорости ветра. Расчеты показывают, что средняя скорость дрейфа льдов в Антарктике 2—2,5 мили/сутки, в море Уэдделла — около 5 миль/сутки, в море Росса — около 4 миль/сутки. В Антарктике, дрейф льдов имеет более простой характер, чем в Северном Ледовитом океане, так как здесь нет крупных архипелагов и полуостровов, кроме Антарктического.

С давних пор известно, что арктические льды под влиянием атмосферных процессов и течений перемещаются с востока на запад и через пролив между Шпицбергом и Гренландией выносятся в Атлантический океан. Анализ путей дрейфа станций (СП-2, СП-8, Т-3 США и др.) обнаружил наличие антициклонической циркуляции (по часовой стрелке) в районе Канадских Арктических островов. Она представляет часть обширной замкнутой антициклонической циркуляции, охватывающей значительную область Американо-Азиатского бассейна Северного Ледовитого океана. Дрейф арктических льдов и происходит, с одной стороны, под влиянием стокового трансарктического течения, направленного от материкового берега Евразии к проливу между Шпицбергом и Гренландией, с другой, — наблюдается их вращательное антициклоническое движение по направлению обширной американской антициклонической циркуляции; кроме того, льды дрейфуют против часовой стрелки по направлению местных циклонических круговоротов, расположенных на севере советских арктических морей. Сложное взаимодействие между атмосферной циркуляцией над Северным Ледовитым океаном и за его пределами, взаимодействие атлантических и тихоокеанских вод, поступающих в Северный Ледовитый океан в результате водообмена, создают весьма сложную картину распределения, дрейфа и выноса льдов в этом районе (см. рис.16 а).

В Антарктике при наибольшем развитии ледяного покрова дрейфующие льды занимают 24,4% площади южной полярной области. Летом (март) их площадь сокращается до 3,4%. Основная масса дрейфующих льдов, образовавшихся в холодное время, в летнее — тает, поэтому в антарктических водах преобладают годовалые и молодые льды, а многолетние и двухлетние в небольшом количестве встречаются главным образом у восточных берегов шельфовых ледников. Направление движения и распределение антарктических льдов тесно связаны с гидрометеорологическими условиями, главным образом с системой ветров и течений. По современным данным, южные ветви потоков в циклонических циркуляциях вод направлены вдоль побережья с востока на запад; в этом генеральном направлении дрейфуют и льды. На западных перифериях этих циркуляций наблюдается вынос вод и льдов на север, где они подхватываются антарктическим циркумполярным течением.

Кроме генерального и местного дрейфа льдов, в полярных районах под влиянием ветров и приливных течений наблюдаются сжатия и разрежения. В Арктике под влиянием атмосферных про-

цессов образуются обширные квазистационарные польны, такие, как Новосибирская, Колымская и др. Как в Арктике, так и в Антарктике образуются и заприпайные польны среди дрейфующих льдов, особенно в районах циклонических циркуляций. Продолжительность их существования зависит от устойчивости отжимных ветров.

Айсберги дрейфуют главным образом под влиянием течений, а остальные ледовые образования перемещаются преимущественно

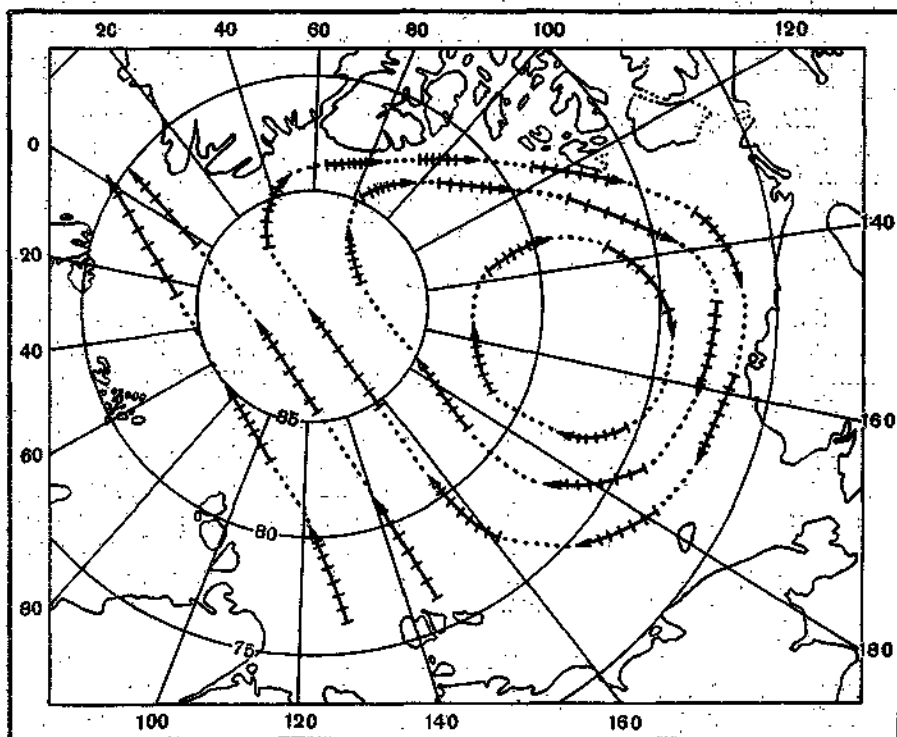


Рис. 16 а. Схема дрейфа льда в Арктическом бассейне (по З. М. Гудковичу).

Расстояние между двумя смежными точками или штрихами представляет собой путь, пройденный льдиной в течение месяца, соответственно летом (IV—VIII) или зимой (IX—III).

под действием ветра, вследствие этого скорость перемещения айсбергов отличается от скорости движения других видов льдов и зависит от их осадки.

Глубокосидящие айсберги дрейфуют медленно, и их направление движения может отличаться от направления ветра и перемещения льдов. Ветровой коэффициент¹ дрейфа айсбергов, по данным д/э «Обь», в антарктических водах равен 0,015—0,020, а угол отклонения их движения от направления ветра 40—70°. Составлен

¹ Ветровой коэффициент выражает отношение скорости дрейфа к скорости ветра, вызвавшего этот дрейф.

между ними, называется сплоченностью (густотой) льда. Сплоченность определяется в баллах по 10-балльной шкале (табл. 17).

Таблица 17

Шкала сплоченности (густоты) льда

Баллы	Покровы поверхности воды льдом, %	Баллы	Покровы поверхности воды льдом, %
0	0	6	60
1	10	7	70
2	20	8	80
3	36	9	90
4	41	10	100
5	50		

В отдельных районах льды держатся круглый год, изменяясь от сезона к сезону по площади, толщине и сплоченности (густоте). В других местах они появляются к зиме и исчезают в весенне-летний период. Наконец, существуют районы, где льды не образуются вовсе или образуются редко, в исключительных случаях. В соответствии с этим океаны, моря и их отдельные районы можно разделить на ледовитые, замерзающие и безледные. К ледовитым относятся полярные и субполярные районы Мирового океана, где лед держится круглый год и служит важной чертой морского ландшафта. Различие между полярными и субполярными областями состоит в том, что в полярных морях даже летом не менее половины площади моря покрыто льдом; в субполярных количество льда летом значительно уменьшается, а в отдельные годы он полностью исчезает. В замерзающих морях ледяной покров полностью исчезает к лету. Безледный промежуток времени имеет различную продолжительность в разных районах в зависимости от физико-географических и климатических условий.

Так, например, в Балтийском море лед появляется ежегодно в Ботническом, Финском и Рижском заливах, причем в прибрежных районах этих заливов устанавливается неподвижный лед. Центральная и южная части моря не покрываются льдом. Весной лед взламывается, и в апреле—мае море очищается ото льда. В отдельные суровые зимы льдом покрываются даже датские проливы и Каттегат. В безледных морях льда нет совсем, или он встречается лишь в исключительных случаях.

Ледовитость морей изменяется от сезона к сезону, от года к году и обнаруживает долгопериодную изменчивость. Основную часть площади ледяного покрова в Мировом океане занимают льды, образовавшиеся в море. Многолетние льды и айсберги составляют 50% всей площади ледяного покрова в северном полушарии и 10% в южном.

В Северном Ледовитом океане 70% всей площади ледяного покрова занимают паковые льды, а 30% остальные виды льдов,

в том числе айсберги и ледяные острова. Границы распространения льдов в Арктике показаны на рис. 17. В северном полушарии наибольшую площадь лед занимает в апреле—мае. Граница льда (кромка) проходит от Белого моря до о. Медвежий и далее

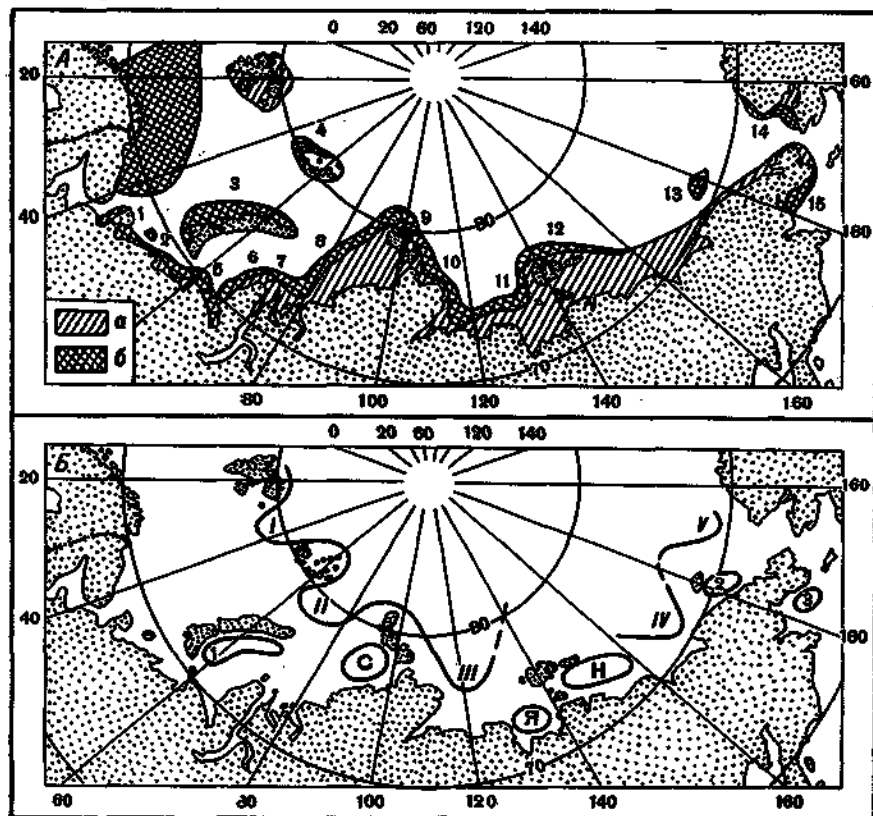


Рис. 17.

А — ледяной покров в Северном Ледовитом океане летом.

а — припай; б — полыньи: 1 — Чешская, 2 — Печорская, 3 — Западно-Новоземельская, 4 — моря Виктории, 5 — Амдерминская, 6 — Ямальская, 7 — Обь-Енисейская, 8 — Западно-Североземельская, 9 — Восточно-Североземельская, 10 — Таймырская, 11 — Ленская, 12 — Новосибирская, 13 — Заврагелевская, 14 — Аляскинская, 15 — Анадырская.

Б — отроги океанических массивов.

I — Шпицбергенский, II — Карский, III — Таймырский, IV — Алясский, V — Чукотский; локальные массивы дрейфующих льдов: I — Новоземельский, 2 — Врангелевский, 3 — Анадырский; локальные массивы припайных льдов: С — Североземельский, Я — Янский, Н — Новосибирский.

к южной оконечности о. Шпицберген, затем в направлении к Исландии и далее простирается параллельно восточному берегу Гренландии. Вдоль берегов Америки она следует на юг и, огибая Лабрадор и Ньюфаундленд, доходит до 39° с. ш., 53° з. д. Положение границы льдов не остается постоянным в течение года, занимая крайнее северное положение в августе и, как показали результаты

наблюдений с искусственных спутников Земли (ИСЗ), даже в течение отдельных месяцев.

В Арктике в связи с перемещением кромки льдов летом вдоль берегов Сибири образуются широкие пространства разреженных льдов и свободные ото льда, по которым проходит трасса Северного морского пути.

В северной части Тихого океана льды встречаются лишь на крайнем северо-западе. Зимой они дрейфуют вдоль восточного побережья Камчатки. Из Охотского моря вдоль южных берегов Ку-

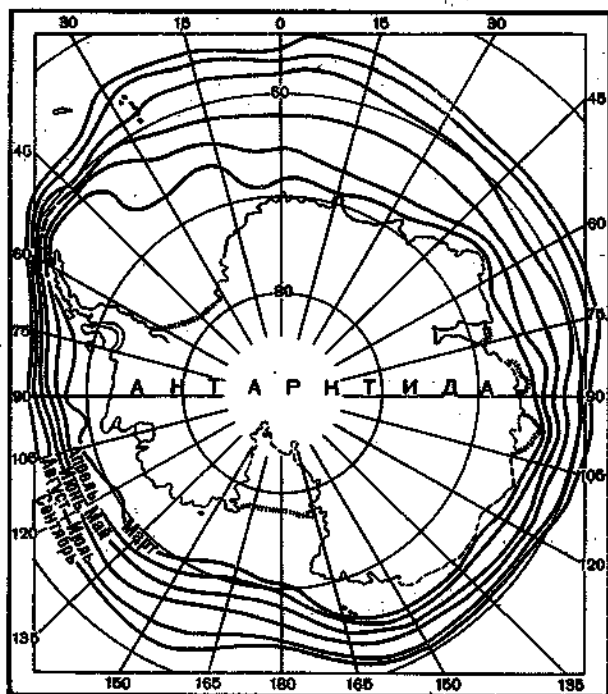


Рис. 18. Средние месячные границы распространения морских льдов с марта по сентябрь в Антарктике.

рильских островов льды выносятся к восточным берегам о. Хоккайдо до широты Сангарского пролива.

В Антарктике наибольшее развитие ледяного покрова наблюдается в сентябре—начале октября, когда кромка льда занимает самое северное положение (рис. 18). Общая площадь дрейфующих льдов в антарктических водах составляет около 19 млн. км². Ширина пояса льдов, опоясывающих Антарктиду, меняется в широких пределах в связи с изменениями очертаний берегов. Так, например, в районе моря Уэдделла ширина пояса дрейфующих льдов 1300 миль, в Индийском океане она 900 миль, в районе Земли Адели 350 миль. В середине ноября начинается интенсивное тая-

ние молодых льдов и кромка начинает отступать к югу. Наиболее быстро кромка начинает отступать во второй половине декабря, когда таяние наиболее интенсивно. Самое южное положение кромка льдов занимает в начале марта, когда в восточных районах она подходит к берегам Антарктиды (рис. 19). В это время ширина пояса морских льдов не более 50 миль, а площадь ледяного покрова 2,5 млн. км². Антарктические айсберги проникают к северу на большие расстояния, чем плавающие льды.

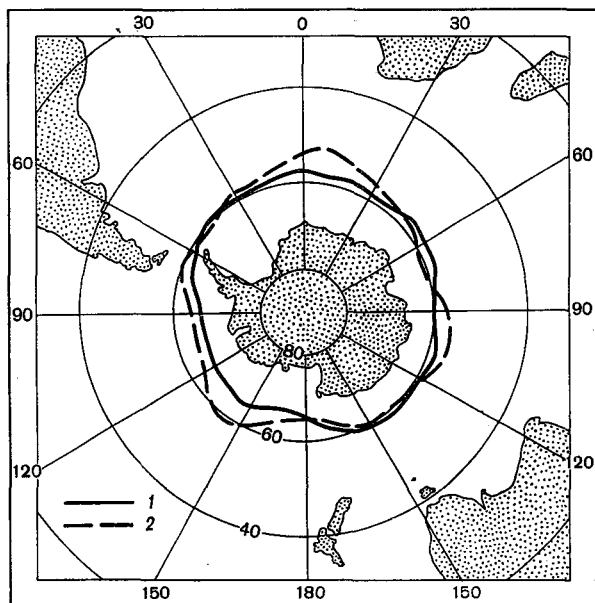


Рис. 19. Граница морских антарктических льдов во время их максимального распространения, по наблюдениям из космоса.

1 — 22/IX 1964 г., 2 — 23/IX 1968 г. (по А. В. Бушуеву и Н. А. Волкову).

Спутниковая информация (ИСЗ) показала, что сложившиеся по судовым наблюдениям представления о положении льдов в Арктике и Антарктике не вполне соответствуют фактическому их распределению; граница расположения льдов испытывает большие изменения под влиянием атмосферных процессов.

ГЛАВА 12. ОПТИЧЕСКИЕ И АКУСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРСКОЙ ВОДЫ

§ 44. Прозрачность

Солнечные лучи, падая на поверхность моря, частью отражаются от нее, частью же, преломляясь, проникают вглубь. Количество отраженной энергии зависит от высоты солнца, т. е. угла,

под которым солнечные лучи падают на поверхность моря. Когда солнце находится в зените (угол падения лучей 0°) и солнечные лучи падают отвесно на водную поверхность, в воду проникает около 98%, а отражается около 2% всей радиации. Если солнце находится на горизонте и лучи образуют почти прямой угол с нормалью к водной поверхности, они почти полностью отражаются от нее. При высоте солнца до 70° доля отраженной радиации не превышает 2,1%.

Морская вода — полупрозрачная среда, поэтому световой поток, проникая в воду, подвергается ослаблению за счет избирательного поглощения и рассеяния. Ослабление света происходит различно в коротковолновой и длинноволновой областях солнечного спектра. Длинноволновая радиация — инфракрасные, красные и оранжевые лучи — интенсивно поглощается тонким поверхностным слоем, а синие, фиолетовые и ультрафиолетовые лучи, эффективно рассеиваясь, проникают на значительную глубину. Так, интенсивность инфракрасных лучей, проходящих через метровый слой воды, ослабевает в 2,7 раза, в то время как синие лучи при прохождении той же толщи воды теряют всего лишь $\frac{1}{5}$ своей энергии.

Поглощение света определяется известным отношением световой энергии I_z , дошедшей до глубины z , к энергии I_0 , падающей на поверхность моря:

$$I_z = I_0 e^{-m(\lambda)z}, \quad (26)$$

где $m(\lambda)$ — коэффициент поглощения, зависящий от длины световой волны λ . Экспериментально получены его значения, которые приводятся в [3].

Максимальная величина $m = 0,402$ соответствует красной области спектра (длина волны 0,67—0,68 мкм). Слабее поглощаются зеленые лучи длиной 0,52—0,56 мкм и синие (0,440 мкм), коэффициент поглощения у которых имеет минимальное значение $m = 0,021$. Процесс поглощения сочетается с процессом избирательного рассеяния, которое происходит в форме молекулярного рассеяния (рассеяние молекулами и частицами, размеры которых меньше длины световой волны) и рассеяния крупными частицами, находящимися во взвешенном состоянии в морской воде. Ослабление светового потока за счет рассеяния имеет аналогичное выражение:

$$I_z = I_0 e^{-kz}, \quad (27)$$

где $k = \frac{0,000156}{\lambda^4}$ — коэффициент молекулярного рассеяния, обратн пропорциональный длине световой волны в четвертой степени. Коэффициент k для сине-фиолетовых лучей оказывается в 3 раза больше, чем для красных. Молекулярное рассеяние в пределах всего Мирового океана протекает одинаково, так же как и поглощение. Рассеяние же взвешенными частицами увеличивается

с размерами частиц и может превосходить молекулярное рассеяние в 100—200 раз.

Прозрачность и цвет моря зависят от условий освещения на поверхности моря, изменения спектрального состава и ослабления светового потока.

Ослабление света за счет поглощения и рассеяния определяется выражением

$$I_z = I_0 e^{-(k+m)z}, \quad (28)$$

где $(k+m) = a_c$ — суммарный коэффициент ослабления света.

Зависимость ослабления света от длины волны, наличия примесей, их вида и размеров оказывает существенное влияние на прозрачность и цвет моря. Поэтому прозрачность морской воды неодинакова в различных частях Мирового океана и меняется со временем. Вблизи берегов и на мелководье, в особенности после штормов и бурь, под влиянием волнового перемешивания в воде увеличивается количество взвешенных частиц и она становится менее прозрачной. Точно так же снижается прозрачность морской воды во время бурного развития планктона. Прозрачность морской воды определяется отношением потока излучения, прошедшего через слой воды z , к потоку, вошедшему в воду в виде параллельного пучка. Это отношение учитывается коэффициентом пропускания, который имеет выражение

$$F = \frac{I}{I_0} = e^{-a_c z}, \quad (29)$$

где a_c — суммарный коэффициент ослабления светового потока.

При массовых наблюдениях используется понятие относительной прозрачности. Под относительной прозрачностью понимают глубину, на которой становится невидимым стандартный белый диск диаметром 30 см. В. В. Шулейкиным была установлена связь между глубиной исчезновения белого диска H и коэффициентом рассеяния k . Аналогичное соотношение было получено и для общего коэффициента ослабления света $a_c = (k+m)$. Для разных морей эта связь получена различной. Например, для

Белого моря $H = \frac{3}{a_c}$, для Ла-Манша $H = \frac{1,7}{a_c}$, для Каспийского,

Черного и других внутренних морей $H = \frac{8}{a_c}$.

Наибольшая прозрачность наблюдалась в Саргассовом море — 66,5 м, в Тихом океане прозрачность достигает 59 м, в Индийском 40—50 м. В общем, в открытой части Мирового океана прозрачность уменьшается от экватора к полюсам, но и в полярных районах она может быть значительной. Так, например, у Мурманского побережья ранней весной наблюдалась прозрачность, равная 40—45 м. В Средиземном море прозрачность достигает 60 м, в Черном 25 м, в Балтийском (в южной части) 13 м и в Белом море всего лишь 8 м.

По мере приближения к берегам прозрачность уменьшается в связи с увеличением количества взвесей, вносимых реками, и размучиванием грунта волнением.

§ 45. Цвет моря

Цвет, так же как и прозрачность морской воды, зависит от избирательного поглощения и рассеяния, условий освещенности, состояния поверхности и глубины моря.

Следует различать цвет морской воды и цвет поверхности моря. Морская вода, лишенная примесей, в большой толще в результате избирательного поглощения и рассеяния обладает синим и голубым цветом. Цвет же поверхности моря меняется в зависимости от погодных условий, освещенности на поверхности моря и других факторов. В глаз наблюдателя, смотрящего на поверхность моря, попадают не только отраженные от нее лучи, но и лучи, выходящие из воды. Состав лучей, отраженных от поверхности моря, такой же, как и лучей, падающих на нее. Лучи, вышедшие из водной толщи, представляют собой диффузный рассеянный свет, спектральный состав которого определяется поглощением длинноволновой радиации и рассеянием потока от слоя к слою. Цвет моря определяется отношением диффузного (внутреннего) светового потока, выходящего из моря, к световому потоку, падающему на поверхность моря,

$$\frac{I}{I_0} = \frac{\frac{1}{2} \frac{a}{\lambda^4}}{m(\lambda) + \frac{1}{2} \frac{a}{\lambda^4}} \quad (30)$$

Это выражение для цвета моря получено экспериментально академиком В. В. Шулейкиным. Здесь I — поток энергии, выходящий из моря; I_0 — поток световой энергии, падающий на поверхность моря; $\frac{a}{\lambda^4}$ — коэффициент рассеяния; $m(\lambda)$ — коэффициент поглощения.

Выражение (30) позволяет для различных районов моря рассчитывать цвет (спектр моря) по данным измерения глубины исчезновения белого диска; при помощи таблиц [3] получают коэффициент рассеяния и для различных длин световых волн задаются значениями коэффициента поглощения. В настоящее время для разных районов Мирового океана при помощи спектрофотометров определен спектральный состав диффузного (внутреннего) света.

Для простейших визуальных определений цвета моря используется специальная шкала цветности (Фореля—Уле), состоящая из 21 пробирки с цветными растворами от чисто синего (типично океанская вода) до коричневого цвета (болотная вода). В тропических областях всех океанов и во многих морях встречаются районы с темно-синей окраской морской воды. В умеренных широтах и на экваторе местами вода принимает зеленоватый цвет; в приполяр-

ных областях она становится все более зеленоватой. Зеленоватые и даже зеленые воды характерны для прибрежных областей. Вода Средиземного моря отличается синим цветом. В Черном море вода близка по окраске к воде Средиземного моря, но несколько светлее; в Азовском море она зеленоватая. Еще более зелено-серым оттенком отличаются воды Балтийского моря. В Белом море вода зеленоватого цвета с желтоватым оттенком.

В настоящее время для измерения оптических характеристик употребляются сложные приборы — спектрофотометры, нефелометры и т. п., позволяющие весьма тонко исследовать световое поле в морях и океанах.

Цвет поверхности моря изменяется в зависимости от погодных условий, цвет же воды может оставаться неизменным. На цвет моря большое влияние оказывают облачность, ветер и волнение. Если небо покрыто плотными облаками, море темнеет, так как количество отраженных и рассеянных лучей при этом значительно уменьшается. Участки моря, близкие к месту наблюдения, кажутся более темными, чем удаленные. В глаз наблюдателя, смотрящего вертикально на поверхность моря, попадают лучи, главным образом выходящие из воды, и окраска моря определяется этими лучами (собственный цвет моря). От дальних же участков моря в глаз наблюдателя будут попадать преимущественно отраженные лучи. По этой причине окраска моря бледнеет по мере удаления от наблюдателя и на горизонте море сливается с общим фоном неба.

§ 46. Свечение и цветение моря

Свечение моря представляет собой явление, распространенное по всему Мировому океану. Оно наблюдается только в морской воде и никогда не бывает в пресной. Свечение морской воды создается организмами, испускающими «живой» свет. К таким организмам относятся прежде всего светящиеся бактерии. В предустьевых районах и вообще в опресненных прибрежных водах, где распространены главным образом такие бактерии, свечение моря наблюдается в виде ровного молочного света. Свечение вызывается, кроме того, мелкими и мельчайшими простейшими организмами, из которых наиболее известна ночесветка (*Noctiluca*). На первый взгляд такое свечение кажется ровным. В действительности же оно образуется множеством отдельных белых, зеленоватых или красноватых вспышек, усиливающихся при интенсивном движении воды. Ночесветки скапливаются иногда на поверхности моря в таком количестве, что вода кажется окрашенной в красноватый цвет. У некоторых организмов свечение связано с процессом дыхания, поэтому во время штормов, при обогащении воды кислородом, свечение бывает более интенсивным.

Некоторые более крупные организмы (большие медузы, мшанки, рыбы, кольчатые черви и др.) также отличаются способностью производить свет. В море свечение наблюдается во всех слоях, как поверхностных, так и глубинных.

Цветение моря представляет собой бурное развитие зоо- и фитопланктона в поверхностных слоях моря. Массовые скопления этих организмов вызывают изменения в окраске поверхности моря в виде желтых, розовых, молочных, зеленых, красных, бурых и других полос и пятен. Ночесветки и перидиней вызывают цветение в виде буро-розовых, желтых или зеленых полос; бурное цветение сине-зеленых водорослей в тропических областях создает впечатление цветущего луга. Процесс цветения снижает прозрачность, изменяет цвет моря и обычно создает перенасыщение кислородом.

§ 47. Распространение звука в морской воде

Распространение звука в морской воде зависит от температуры, солёности, давления, содержания газов, а также взвешенных примесей органического и неорганического происхождения. Неоднородность морской воды определяет распространение звука по сложным траекториям. Состояние же поверхности моря и характер грунтов, выстилающих дно, обуславливают отражение звуковых колебаний, которые сопровождаются затуханием вследствие поглощения и рассеяния звуковой энергии.

Изменения температуры, солёности и давления по глубине, от места к месту и от сезона к сезону определяют изменения физических условий распространения звука. Скорость звука находится по формуле

$$c = \sqrt{\frac{\alpha \gamma}{K}}, \quad (31)$$

где α — удельный объем морской воды; K — коэффициент сжимаемости; $\gamma = \frac{C_p}{C_v}$ — отношение теплоемкости при постоянном давлении к теплоемкости при постоянном объеме.

Для расчета скорости распространения звука составлены специальные таблицы, в которых приводятся значения c в зависимости от температуры, солёности и давления.

Современные таблицы для расчета скорости звука в морской воде составлены на основе эмпирической формулы Вильсона

$$c = 1449,14 + \Delta c_t + \Delta c_s + \Delta c_p + \Delta c_{ptS}, \quad (32)$$

где Δc_t и Δc_s представляют собой поправки на отклонения стандартных значений температуры и солёности; Δc_p — поправка на гидростатическое давление; Δc_{ptS} — суммарная поправка.

Таблицы позволяют определить скорость звука от поверхности до 10 000 м для температуры от $-2,00$ до $32,00^\circ\text{C}$ и солёности от 0,00 до 40,00‰.

С повышением температуры, увеличением солёности и давления скорость звука увеличивается, а при уменьшении — убывает. Скорость звука в Мировом океане колеблется в пределах 1400—1550 м/с.

Опыт изучения распределения скорости звука в различных районах Мирового океана показывает, что на изменение скорости звука большее влияние оказывают изменения температуры, чем солёности. Влияние давления незначительно начинает сказываться с глубины 100 м и становится заметным с 1000 м. Например, при $t = 10^\circ \text{C}$ и $S = 35\text{‰}$ скорость звука увеличивается на глубине 100 м на 1,8 м/с, на 1000 м — на 18,1 м/с, а на 3500 м — на 62,7 м/с.

Реальная скорость звука в Мировом океане и отдельных морях часто убывает с глубиной, затем достигает минимума в слое минимума температуры, ниже которого она возрастает ко дну под влиянием гидростатического давления. Слой, в пределах которого звуковые лучи претерпевают многократное внутреннее отражение, носит название подводного звукового канала. В этом слое звуковая энергия концентрируется вдоль оси канала, которая совпадает со слоем минимальной скорости звука. В зоне подводного звукового канала создаются благоприятные условия для сверхдальнего распространения звука¹, что широко используется в практике подводной навигации, для сверхдальней связи, для различных подводных исследований, в том числе сейсмических и вулканических явлений, для обнаружения косяков рыб и т. д.

В различных районах Мирового океана в зависимости от вертикальной структуры вод и изменений их состояния формирование подводного звукового канала и глубины его залегания различны.

ГЛАВА 13. КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

§ 48. Причины колебаний уровня

Свободная поверхность океанов и морей называется уровенной поверхностью. Она представляет собой поверхность, перпендикулярную в каждой точке направлению равнодействующей всех сил, действующих на нее в данном месте. Поверхность Мирового океана под влиянием различных сил испытывает периодические, непериодические и другие колебания, отклоняясь от среднего многолетнего значения, наиболее близкого к поверхности геоида. Основные силы, вызывающие эти колебания, можно объединить в следующие группы: а) космические — приливообразующие силы; б) физико-механические, связанные с распределением солнечной радиации по поверхности Земли, и воздействием атмосферных процессов, как, например, изменения в распределении давления и ветров, выпадение осадков, колебания величин речного стока и других гидрометеорологических факторов; в) геодинамические, связанные с тектоническими движениями земной коры, сейсмическими и геотермическими явлениями.

¹ Небольшой взрыв (0,25 кг) в Атлантическом океане был зарегистрирован на расстоянии 1500 км, взрыв 2,7 кг — на расстоянии 5750 км; максимальное расстояние, проходимое звуком за несколько часов, 19 200 км.

Под влиянием комплекса всех этих сил поверхность Мирового океана изменяет свои очертания во времени и в пространстве. Под действием приливообразующих сил Луны и Солнца возникают периодические приливные колебания уровня. Периодические колебания уровня могут возникать и под действием ветров, периодически меняющих направление (муссонные ветры). Так, например, в Адене высокие уровни наблюдаются при северо-восточных и низкие при юго-западных ветрах.

Длительные периодические колебания уровней, охватывающие годовой период, вызываются главным образом изменением элементов водного баланса. Эти колебания особенно отчетливо выражены в средиземных морях, соединенных узкими проливами с океаном, хотя заметны и в океане. В отдельных случаях они усиливаются воздействием ветров, изменяющих направление в различные сезоны года. Примером таких морей могут служить Балтийское и Черное. Однако эти изменения не отличаются астрономической периодичностью и могут иметь случайный характер.

Колебания уровня, вызванные влиянием гидрометеорологических факторов, называют непериодическими, в отличие от приливных и сезонных. Непериодические колебания можно подразделить на следующие группы.

1. Колебания, связанные со сгонно-нагонной циркуляцией вод под влиянием ветров. Они возникают под действием касательного напряжения (трения) ветра на водную поверхность, ограниченную берегами. Эмпирическая формула изменения уровня в зависимости от ветра имеет общий вид

$$\Delta h = a \Delta F_w + b, \quad (33)$$

где Δh — ожидаемое изменение уровня; ΔF_w — изменение характеристик ветра; a и b — эмпирические коэффициенты.

В расчет принимается скорость ветра $F_w(t)$, осредненная за определенный интервал времени. Тангенциальное напряжение ветра выражается формулой

$$\tau^2 = k \rho' w |w|, \quad (34)$$

где k — коэффициент трения между воздухом и водой, зависящий от шероховатости водной поверхности; ρ' — плотность воздуха; w — скорость ветра.

За принятый интервал времени t скорость ветра осредняется по формуле

$$F_w(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n w_i(t) \cos \alpha_i, \quad (35)$$

где $w_i(t)$ — скорость ветра в данном пункте; α_i — направление его относительно сгонного или нагонного направления.

Существует несколько графических и статистических методов определения сгонных и нагонных направлений ветров, соответственно которым рассчитываются колебания уровня. Согласно тео-

рии прибрежной циркуляции и непосредственным наблюдениям, у приглубых берегов максимальные сгоны и нагоны наблюдаются при ветрах, параллельных берегу, а у отмелей — при ветрах, направленных нормально к берегу. Для отдельных районов морей составлены эмпирические формулы расчета сгонно-нагонных колебаний уровня при различных ветрах и барических ситуациях.

2. Колебания уровня, вызванные изменениями давления атмосферы. Они проявляются в двух формах: в виде статической реакции гидросферы на изменения давления атмосферы и в виде динамического эффекта изменений давления и уровня. В первом случае имеет место обратная связь между изменениями давления Δp и уровня Δh :

$$\pm \Delta p = \mp \Delta h. \quad (36)$$

Если давление увеличивается на 1 мб, то уровень понижается на 1,33 см, а при понижении давления на 1 мб (≈ 1 мм) уровень на столько же повышается. Изменения уровня вследствие подвижности барического поля относят к волновым колебаниям (см. стр. 109). Они обусловлены возникновением длинной вынужденной или свободной барической волны, распространяющейся из фронтальных областей повышенного или пониженного давления. Образование вынужденной или свободной барической волны зависит от соотношения между скоростью движения циклона и скоростью возникшей барической волны, которая зависит от глубины моря и положения траектории циклона относительно береговой черты. Вынужденные барические волны возникают непосредственно в области движения циклона или фронта, а свободные волны, имеющие скорость, большую, чем движение циклона, уходят, опережая его, особенно при изменении направления перемещения барических систем.

Аномально высокие подъемы уровня, вызванные совместным воздействием резких изменений давления в передней или тыловой частях циклона и интенсивных ветров, совпадающих по направлению с движениями барической волны, называют штормовыми нагонами. В суживающихся заливах с уменьшающейся глубиной, как, например, в вершине Финского залива (в Невской губе), в дельте р. Темзы и др., штормовые нагоны приводят иногда к катастрофическим наводнениям.

Следовательно, в природных условиях непериодические колебания уровня, вызванные интенсивными ветрами и изменениями давления атмосферы, взаимосвязаны и представляют собой сложные анемобарические изменения уровня поверхности.

3. Колебания уровня вследствие изменений элементов водного баланса — испарения, осадков, берегового стока — и связанного с ними водообмена с соседним морем или океаном. Эти колебания зависят главным образом от сезонных и многолетних (от года к году) изменений величины речного стока, притока и оттока вод, т. е. внешнего водообмена. Климатические изменения могут приводить к катастрофическим подъемам или падениям уровня в связи

с ливнями, засухами или обильными снегопадами. Катастрофические наводнения на р. Инд и ее притоках летом и осенью 1970 г. могут служить примером резких подъемов уровня вследствие обильных ливней. В некоторых районах Красного моря падение уровня связано с интенсивным испарением, где слой испарившейся воды за год достигает 2,5 м.

4. Колебания уровня в связи с изменениями плотности морской воды. При уменьшении плотности, т. е. увеличении удельного объема морской воды, уровень повышается, а при увеличении плотности уровень понижается (с чем в большой степени связаны сезонные колебания уровня). Распределение вод различной плотности нарушается горизонтальной и вертикальной циркуляцией. Изменения направления холодных полярных и теплых тропических течений, а также сгонно-нагонные процессы приводят к понижениям и подъемам уровня.

Кроме периодических и непериодических колебаний уровня, следует указать на колебания, связанные с геотермическими и геодинамическими процессами.

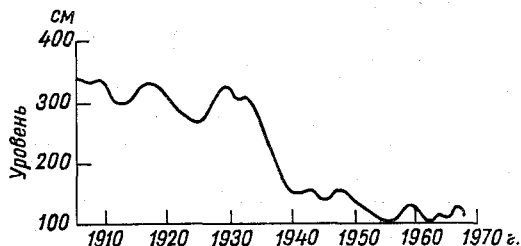


Рис. 20. Многолетний ход средних годовых значений уровня Каспийского моря у г. Баку.

Медленные вертикальные движения земной коры приводят к поднятиям или опусканиям отдельных участков суши или дна моря. Эти медленные движения приводят к опусканиям или поднятиям уровня относительно суши в форме трансгрессий (опускание суши и наступание на материк

моря) и регрессий (поднятие суши и отступление моря). Так как эти изменения происходят в течение длительных отрезков времени, их называют вековыми или эпейрогеническими. В первом случае наблюдаются выровненная береговая полоса, затопленные подводные террасы, дельты и русла рек, а при регрессии моря остаются изрезанная береговая черта, поднятия прибрежных форм рельефа, зарастание лагунов, бухт и заливов.

Вековые колебания уровня могут возникать и вследствие геотермических процессов, например освобождения территорий от материковых льдов. Отступление и таяние льдов в послеледниковые эпохи привело к поднятию участков суши, освободившихся от давления огромных масс льда. В связи с этими поднятиями происходит медленное понижение уровня моря. Примером могут служить Балтийское и Белое моря, где наблюдается медленное понижение уровня. Следы древней береговой черты Ботнического залива, где располагался центр последнего оледенения, находятся на высоте 275 м; в окрестностях Ленинграда — на высоте 50 м. Западный берег Ботнического залива, северные берега Финского залива поднимаются, а южные опускаются.

Таяние больших масс льда сопровождается не только поднятием погребенных участков суши, но и увеличением объема воды в Мировом океане. Приближенные подсчеты показывают, что если произойдет таяние ледников Гренландии, то уровень Мирового океана должен повыситься на 8 м; если растопить и льды, покрывающие Антарктиду, то уровень поднимется на 23 м. Наблюдаемое в послеледниковое время потепление климата и связанное с ним сокращение общей площади льдов в Арктике и Антарктике могут служить причиной повышения уровня в Мировом океане на 12—14 см в столетие, которое в настоящее время зафиксировано. В закрытых и полузакрытых морях с затрудненным водообменом вековые колебания климата определяют колебания уровня в связи с многолетними и вековыми изменениями гидрометеорологических условий. Так, например, уровень Каспийского моря за последние 60 лет заметно понижался (рис. 20) главным образом за счет колебаний величины речного стока, не компенсирующего высокое испарение с поверхности моря. Резкое сокращение стока реки Волги с 1928—1930 гг. привело к резкому падению уровня моря более чем на 200 см.

Рассмотренные виды колебаний уровня моря тесно связаны с динамическими процессами, протекающими в атмосфере, океане и земной коре. Поэтому их можно объединить в три группы: деформационные, связанные с перемещением вод из одного района в другой, т. е. это анемобарические (сгоны и нагоны), приливные и пр.; объемные, связанные с изменением объема воды в водоеме (изменения элементов водного баланса, изменения плотности воды и др.), и геотектонические.

§ 49. Средний уровень. Нуль глубин

К основным характеристикам уровня, необходимым при изучении режима и представляющим практический интерес, относятся средние уровни за различные периоды времени и экстремальные значения. Кроме средних уровней — суточного, месячного, годового и многолетнего, большой интерес представляют экстремальные его величины — максимальный, минимальный, наибольшее возможное отклонение от среднего уровня, продолжительность стояния на различной высоте и др.

Наблюдения за колебаниями уровня моря проводятся на водомерных постах, сооружаемых на берегах материков, островов, а в полярных морях — на ледяном покрове. Устройство таких постов и способы наблюдений в принципе ничем не отличаются от устройства и наблюдений на водомерных постах на реках и озерах. Для непрерывной автоматической регистрации колебаний уровня используются самописцы-мареографы. Расчет различных характеристик уровня осуществляется при помощи статистических методов. Средние суточные, из которых выводится средний месячный уровень, используются для расчета средних годовых его значений.

Средний годовой уровень не остается постоянным, хотя колебания его, как правило, сравнительно невелики (рис. 21). В морях с затрудненным водообменом с океаном, таких, как Балтийское, Черное, Азовское и др., средний годовой уровень отклоняется от многолетнего больше, чем на берегах океана. В закрытых морях колебания среднего годового уровня могут быть значительными.

Для решения многих практических и теоретических задач необходимо расчеты вести относительно определенной нулевой поверхности. За такую поверхность, относительно которой рассматриваются высоты на суше и глубины океанов и морей, принято считать средний многолетний уровень, который сокращенно называют средним уровнем моря. Средний многолетний уровень определяется как среднее из средних годовых по формуле

$$\bar{X}_0 = \frac{\sum X_i}{n}, \quad (37)$$

где $\bar{X}_0$ — средний многолетний уровень; X_i — средние годовые уровни; n — число лет наблюдений, т. е. длина ряда.

Для морей, где приливные колебания значительны, для определения среднего многолетнего уровня достаточен 19-летний период, в течение которого проявляются все важнейшие неравенства в явлении приливов. Для морей, где величина приливных колебаний менее 50 см, необходимо особо определять продолжительность ряда наблюдений. Она зависит от особенностей непериодических колебаний и заданной точности. А. И. Дуваниным предложена простая формула для определения продолжительности наблюдений

$$n = \frac{X_{\max}}{R}, \quad (38)$$

где n — необходимое число лет наблюдений; R — заданная точность; $X_{\max} = X_0 - X_i$ — наибольшее наблюдаемое отклонение среднего годового уровня от многолетнего в одном из пунктов моря.

Точные нивелировки, произведенные для связи средних уровней моря в различных пунктах наблюдений, показали, что эти уровни отличаются друг от друга на довольно значительные величины. Уровни у западных берегов материков выше, чем у восточных, и понижаются с севера на юг. Так, средний уровень Тихого океана у берегов США на 0,5 м выше, чем уровень Атлантического океана на той же широте. Уровень Белого моря у Архангельска на 24 см выше уровня Балтийского моря у Кронштадта.

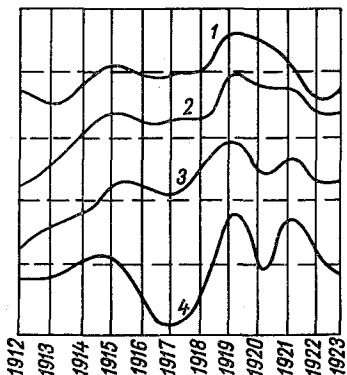


Рис. 21. График колебаний средних годовых уровней Атлантического океана.

1 — Портленд, 2 — Форт-Гамильтон, 3 — Балтимор, 4 — Феркондина (Флорида).

Для того чтобы сделать сравнимыми результаты измерений глубин, произведенных при различных положениях уровенной поверхности, их приводят к одному определенному уровню, называемому нулем глубин. В морях, где приливные колебания уровня невелики, за нуль глубин принимается средний многолетний уровень. Исключением является Каспийское море, для которого за нуль глубин принят условный горизонт. На Балтийском море за нуль глубин принята уровенная поверхность, проходящая через нуль Кронштадтского футштока, лежащего на несколько сантиметров ниже среднего многолетнего уровня у Кронштадта. В морях, где приливные колебания уровней значительны, т. е. средняя величина прилива более 50 см, за нуль глубин принимаются уровни, связанные с наимизшим положением уровенной поверхности моря. Это так называемый теоретический нуль глубин (ТНГ) — наиболее низкий уровень, возможный по астрономическим причинам. Он вычисляется различными способами по гармоническим постоянным (см. стр. 143), которые определены для многих портов Мирового океана.

ГЛАВА 14. ВОЛНЫ В ОКЕАНАХ И МОРЯХ

§ 50. Классификация волн

Колебательные движения, при которых частицы описывают замкнутые или почти замкнутые орбиты, совершая вертикальные и горизонтальные перемещения, носят название волн. Волны, наблюдаемые в морях и океанах, разнообразны по форме, характеру колебаний, размерам и другим особенностям. По происхождению, т. е. в зависимости от сил, возбуждающих их, волны подразделяют на ветровые (волны трения), приливные, анемобарические, сейсмические (цунами), корабельные.

Ветровые волны возникают под действием тангенциального трения и нормального давления воздушных масс, движущихся над водной поверхностью.

Приливные волны возбуждаются приливообразующими силами Луны и Солнца. Эти волны характерны тем, что вертикальные смещения частиц воды, описывающих длинные эллиптические орбиты, проявляются в периодических колебаниях уровня океанов и морей, а горизонтальные смещения определяют поступательные периодические движения воды в форме приливных течений.

Анемобарические волны — длинные волны, связанные с прохождением барических систем (циклонов, тайфунов); возникают в связи с изменениями давления атмосферы и ветровых условий.

Сейсмические волны создаются резкими вертикальными и горизонтальными движениями земной коры при землетрясениях,

оползнях и подводных извержениях¹. На поверхности океанов и морей эти колебания возбуждают серию свободных волн, распространяющихся с большой скоростью и создающих у берегов явление цунами.

Корабельные волны возникают при движении корабля или иного твердого тела в воде.

Волновые процессы развиваются при участии не только этих внешних возбуждающих сил, но и других физических факторов, сопутствующих или противодействующих основным силам. Волны, развитие которых определяется силой тяжести, называют гравитационными. Под влиянием пульсаций давления ветра в тонком поверхностном слое возникают капиллярные волны (рябь), которым противодействуют капиллярные силы, т. е. силы поверхностного натяжения воды (см. стр. 15). Это первичная стадия развития ветровых волн, которые при дальнейшем воздействии ветра преобразуются в гравитационные. На их наветренных склонах могут вновь появляться первичные капиллярные волны.

Волны классифицируют и по другим признакам. Все волны, которые существуют в результате действия внешних сил, называются вынужденными, а остающиеся после прекращения воздействия силы — свободными. Период вынужденных волн близок к периоду возбуждающей силы, а амплитуда колебаний зависит от амплитуды внешней силы, размеров, формы и глубины бассейна. По фазе вынужденные колебания смещены относительно фазы внешней силы. Свободные волны имеют период и амплитуду колебаний, зависящие от морфометрических условий бассейна, его размеров, изменений глубин и очертаний. В реальных условиях вынужденные и свободные ветровые, приливные, барические и сейсмические волны могут иметь различный профиль, в зависимости от которого их подразделяют на поступательные, стоячие и поступательно-стоячие (рис. 22).

Поступательные — это вынужденные или свободные прогрессивные волны, у которых наблюдается перемещение профиля волны в пространстве.

Стоячие волны возникают в результате интерференции прогрессивных волн, бегущих с разных направлений и, в частности, отраженных берегами.

У поступательных волн частицы воды совершают колебания по круговым или эллиптическим орбитам; у правильных стоячих волн колебания происходят по орбитам, вертикальным в пучностях, горизонтальным в узлах и наклоненным в промежутках между пучностями и узлами.

У стоячих волн наибольшие вертикальные колебания отмечаются в пучностях, а наименьшие — в узлах.

¹ В этом случае при мгновенных изменениях рельефа дна возникает упругая деформация, связанная с резким изменением объема и давления внутри водной среды.

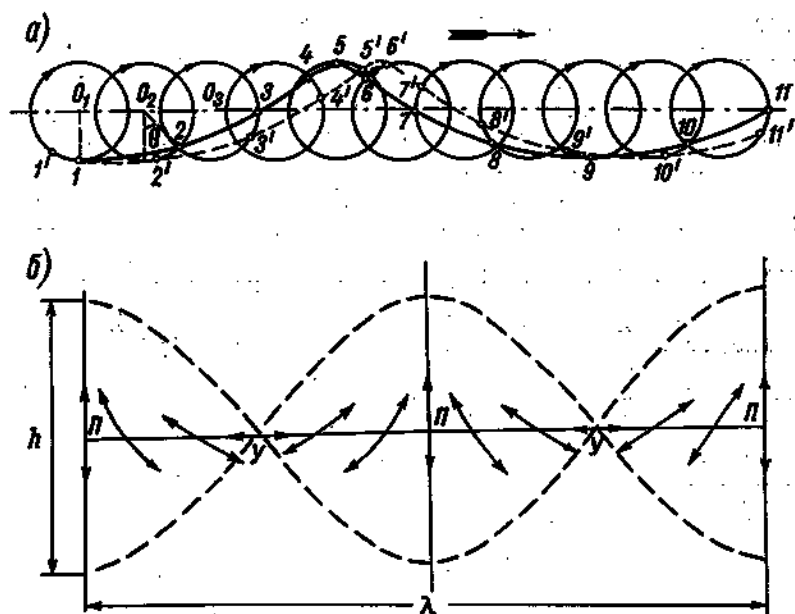


Рис. 22 Поступательная (а) и стоячая (б) волны.

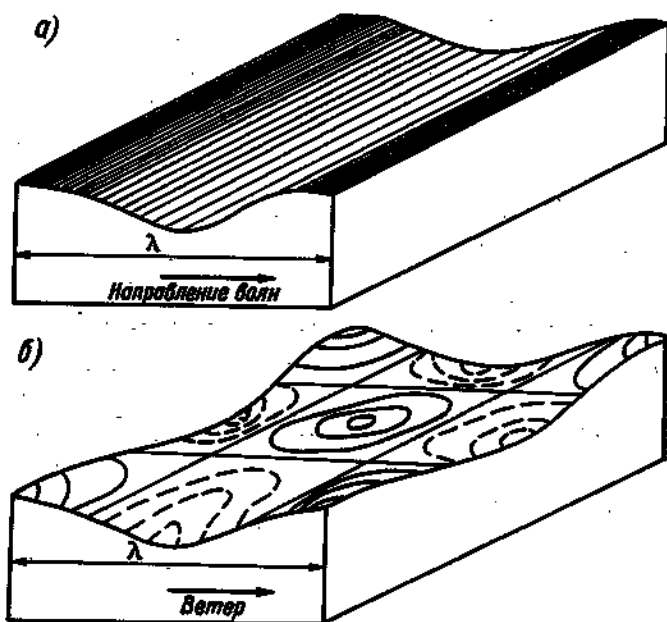


Рис. 23. Формы волны.
а — двухмерная, б — трехмерная.

Иногда в результате неполного отражения прогрессивных волн в бассейнах с переменным поперечным сечением возникают сложные поступательно-стоячие волны.

По форме выделяют двухмерные волны, имеющие большую протяженность гребня, и трехмерные, длина гребня которых соизмерима с длиной волны (рис. 23).

По размерам волны делят на короткие, волны конечной глубины и длинные. Это подразделение определяется отношением

длины волны λ к глубине моря H . Если отношение $\frac{\lambda}{H} < 2$, волны короткие; если $\frac{\lambda}{H} \approx 2$, волны конечной глубины и при $\frac{\lambda}{H} > 2$ волны

длинные. Короткие волны обычно и короткопериодные, а длинные — долгопериодные. По расположению различают поверхностные и внутренние волны. Поверхностные возникают на поверхности океана, внутренние — в толще воды, на поверхности раздела слоев воды с различной плотностью.

§ 51. Элементы волн

Волна характеризуется следующими элементами: высотой, длиной, периодом, скоростью распространения (фазовой и орбитальной), крутизной, фронтом, направлением распространения (рис. 24).

Высота h — разность уровней гребня и подошвы волны, равная ее удвоенной амплитуде $a = 0,5h$. (Нередко высоту неверно определяют как вертикальное расстояние между гребнем и подошвой. Это расстояние не вертикально, а почти горизонтально.)

Длина волны λ — кратчайшее горизонтальное расстояние между двумя соседними гребнями или подошвами. Для поступательных волн — это расстояние между двумя частицами, находящимися в одинаковой фазе колебаний.

Период волны τ — время одного обращения частицы по ее орбите. Это промежуток времени между прохождением двух следующих один за другим гребней через одну и ту же точку пространства. Период равен: $\tau = \frac{2\pi}{\omega}$, где ω — угловая скорость орби-

тального движения; величина, обратная периоду $\frac{1}{\tau} = f$, называется частотой.

Скорость распространения волнового профиля, или фазовая скорость, c — горизонтальное расстояние, проходимое любой точкой профиля волны в единицу времени. За полный период τ профиль волны сместится со скоростью c на расстояние, равное длине волны:

$$c = \frac{\lambda}{\tau}.$$

Орбитальная скорость v — линейная скорость движения частицы по орбите. В случае круговых орбит средняя линейная скорость $v = \frac{2\pi r}{\tau}$, или $v = 2\pi r f$, где r — радиус орбиты.

Крутизна волны δ — угол наклона волнового профиля к горизонту, т. е. угол между нормалью к волновому профилю и вертикалью (или между касательной и горизонталью). Средняя крутизна определяется отношением высоты волны к полудлине ($\delta = h/\frac{\lambda}{2}$), но для удобства на практике для определения крутизны пользуются отношением высоты к длине ($\delta = \frac{h}{\lambda}$).

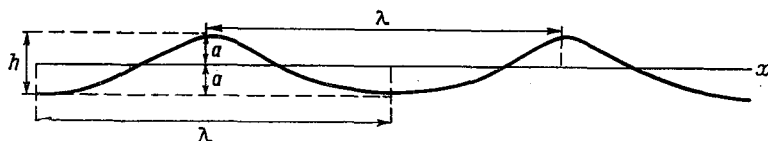


Рис. 24. Элементы волны.

Фронт волны — линия, проходящая вдоль гребней волны нормально направлению перемещения волнового профиля.

Направление распространения волны — направление, откуда идет волна (азимут в градусах или румбах).

§ 52. Основы теории волн

История исследования морских волн восходит к трудам Ньютона, Лапласа, Лагранжа и др. Первые теории морских волн базировались на положениях классической гидродинамики и связаны с работами Герстнера, Стокса, Релея, Джефриса, Кельвина и др. Большой вклад в изучение волн внесен трудами отечественных ученых А. И. Некрасова, Н. Е. Кочина, Л. Н. Сретенского, В. М. Макавеева, В. В. Шулейкина, Ю. М. Крылова, Л. Ф. Титова и многих других.

Все классические теории волн рассматривали установившееся волнение, которое существует после прекращения действия внешнего импульса, т. е. свободные гравитационные волны, которым больше всего отвечает зыбь. В этих теориях исследовалась форма волнового профиля при различной глубине моря, кинематическая структура, закон изменения движения с глубиной и были получены формулы для основных элементов волн. Одной из ранних теорий волн на большой глубине была теория трохоидальных волн, опубликованная в 1802 г. чешским ученым Герстнером. Она построена на допущениях, что море бесконечно глубоко, вода состоит из отдельных материальных частиц, лишенных внутреннего трения, частицы, находящиеся на одной и той же глубине, описывают замкнутые орбиты одинакового радиуса, но различаются по фазе, так как

приходят в движение не одновременно. При такой кинематике частиц волновой профиль имеет форму трохойды. На рис. 25 приводится трохоида — кривая, представляющая собой след точки m , лежащей на поверхности производящего круга радиусом R , при перемещении его без скольжения по горизонтали (XX) в пространстве. Кривая, описанная точкой M катящегося круга, будет циклоида, т. е. предельная кривая семейства трохойд. На рис. 22 a показано движение частиц воды при поступательном перемещении профиля в пространстве. С началом действия ветра каждая из двух соседних частиц, расположенных слева с наветренной стороны, приходит в движение раньше. Частица 1 выйдет из состояния покоя раньше, чем частица 2, которая отстает от частицы 1 на угол θ_1 , а частица 2 от 3 — на θ_2 и т. д.

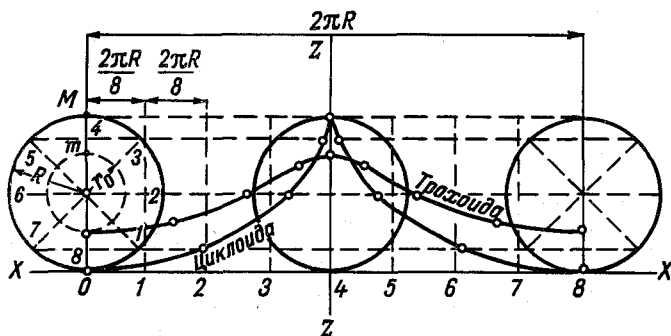


Рис. 25. Трохоида и циклоида.

Все частицы, лежащие на одной глубине (изобаре), с началом волнения находятся в разной фазе колебаний θ . Соединив точки 1, 2, 3, 4 и т. д., можно получить профиль волны в момент t_0 . Можно получить волновой профиль и в момент t' , соединив точки 1', 2', 3' и т. д., который будет смещен в направлении действия ветра. Аналитически, решая уравнения движения, и геометрически трохойдальная теория дает выражения для волнового профиля в виде:

$$\begin{aligned} x &= R\theta + r \sin \theta, \\ z &= r \cos \theta, \end{aligned} \quad (39)$$

где x и z — текущие координаты частиц; $R = \frac{\lambda}{2\pi}$ — радиус катящегося круга; $r = \frac{h}{2}$ — радиус производящего круга; θ — фаза, определяющая положение частицы в ее орбите.

Фаза, зависящая от положения центра орбиты относительно начала координат и времени (рис. 22 a), имеет выражение

$$\theta = ka - \omega t,$$

где $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ носит название волнового числа; $\omega = \frac{2\pi}{\tau}$ — угловая скорость; λ — длина волны; τ — период; a — расстояние центра орбиты, описываемой частицей от среднего уровня в момент времени t .

Трохоидальная теория дает основные формулы для определения элементов волн — длины λ , периода τ и скорости c :

$$\lambda = \frac{g\tau^2}{2\pi}, \quad (40)$$

$$c^2 = \frac{g\lambda}{2\pi}, \quad (41)$$

$$\tau^2 = \frac{2\pi\lambda}{g}. \quad (42)$$

Так как длина, период и скорость распространения волн связаны между собой уравнением $\lambda = c\tau$, то, измерив один из трех элементов, можно определить остальные два (табл. 18). Высота волн h определяется инструментально или по эмпирическим формулам, полученным из непосредственных наблюдений.

Таблица 18

	λ	τ	c
λ	—	$1,56\tau^2$	$0,64c^2$
τ	$0,8 \sqrt{\lambda}$	—	$0,64c$
c	$1,25 \sqrt{\lambda}$	$1,56\tau$	—

Если принять $g = 9,81$ м/с², входящее в расчетные формулы, то, определяя длину волны в метрах, период в секундах, а скорость в м/с, можно получить простые формулы, связывающие λ , c , τ .

В трохоидальной теории получен закон изменения радиусов r круговых орбит с глубиной, а следовательно, и высот волн, так как

$$r_0 = \frac{h_0}{2}:$$

$$r_z = r_0 e^{-\frac{2\pi}{\lambda} z}, \quad (43)$$

$$h_z = h_0 e^{-\frac{2\pi}{\lambda} z}, \quad (44)$$

где r_0 и h_0 — радиус орбиты и высота волны на поверхности моря; r_z и h_z — радиус орбиты и высота волны на глубине z .

Из этих выражений следует, что с увеличением глубины в арифметической прогрессии радиусы орбит, а также и высоты волн убывают в геометрической прогрессии. Отсюда вытекает, что на

глубине, равной половине длины волны ($z = \frac{\lambda}{2}$), высота волны уменьшается в 23 раза, т. е. почти до 4% поверхностной, а на глубине, равной длине волны ($z = \lambda$), — в 535 раз. Таким образом, на глубине, равной $\frac{\lambda}{2}$, волнение можно считать затухшим. Выводы

трохоидальной теории волн применимы главным образом при исследовании зыби.

Для исследования волн в открытом море и прибрежной полосе приходится обращать внимание на соотношение между длиной волны и глубиной моря и использовать выводы не только теории коротких трохoidalных волн, но и теории волн конечной глубины и длинных волн. Если глубина H велика, то при отношении $H/\lambda \geq 0,3 \div 0,5$ орбиты частиц круговые, а профили трохoidalных волн распространяются со скоростью $c^2 = \frac{g\lambda}{2\pi}$, следовательно, период τ , длина λ и другие элементы определяются по формулам трохoidalной теории.

Если глубина H конечна и отношение $0,1 < H/\lambda < 0,3 \div 0,5$, эллиптические орбиты вытянуты и профиль волны близок к синусоидальному. Это волны мелководья, распространяющиеся со скоростью

$$c^2 = \frac{g\lambda}{2\pi} \operatorname{th} \frac{2\pi}{\lambda} H, \quad (45)$$

которая зависит не только от длины волны, но и от глубины моря. Если глубина моря мала по сравнению с длиной волн, то гиперболический тангенс

$$\operatorname{th} 2\pi \frac{H}{\lambda} \approx 2\pi \frac{H}{\lambda}, \quad (46)$$

тогда скорость будет равна $c^2 = gH$. Это известное выражение Лагранжа—Эри для скорости распространения свободных длинных волн, у которых длина превосходит глубину моря и отношение $H/\lambda \leq 0,1$. Они возникают главным образом под действием приливовобразующих сил Луны и Солнца, а также геотектонических сил. Однако и ветровые волны, распространяясь с больших глубин на малые, могут преобразовываться в длинные, когда их длина начинает превосходить глубину моря. У длинных волн профиль синусоидальный и орбиты частиц представляют собой эллипсы, очень сильно вытянутые в горизонтальном направлении. Заметим, что скорость перемещения волнового профиля длинной волны $c^2 = gH$ зависит от глубины и не зависит от других элементов. При переходе на малые глубины скорость распространения длинных волн определяется формулой Дудсона

$$c = \sqrt{g(H + 3a)}, \quad (47)$$

где a — амплитуда волны.

Максимальная скорость горизонтальных смещений частиц (течений) связана с амплитудой волны a и глубиной моря H формулой Комоа

$$v_{\text{макс}} = a \sqrt{\frac{g}{H}}. \quad (48)$$

Длина и период длинных волн определяются выражениями:

$$\lambda = \tau \sqrt{gH}, \quad (49)$$

$$\tau = \frac{\lambda}{\sqrt{gH}}. \quad (50)$$

§ 53. Групповая скорость и энергия волн

В природных условиях волны представляют собой сумму налагающихся друг на друга простых колебаний, распространяющихся в одном или в разных направлениях и имеющих различные высоты и периоды. При наложении волн (интерференции) с различными элементами возникает явление, называемое биеением. Основными причинами образования групп больших волн, разделенных полосою меньших волн, служат пульсация скорости ветра и различия скоростей отдельных волн. Догоняя друг друга и интерферируя, они образуют группы. Групповые волны начинают исчезать при преобразовании ветровых волн в волны зыби. Так как волны бегут группами, возникло представление о «девятом вале». В разных районах Мирового океана самыми крупными могут быть третий, седьмой и одиннадцатый или n -ый, в том числе и девятый, вал. Закономерность в чередовании крупных результирующих и мелких волн определяется ветровыми и геоморфологическими условиями. В случае большой глубины моря скорость перемещения результирующей волны, называемая групповой скоростью и равная

$$c_{\text{гр}} = \frac{c_1 c_2}{c_1 + c_2}, \quad (51)$$

не совпадает с фазовой скоростью интерферирующих волн c_1 и c_2 . Так как периоды этих волн в глубоком море близки друг к другу, то c_1 и c_2 полагают равными их средней скорости $c_{\text{ср}}$, тогда

$$c_{\text{гр}} = \frac{c_{\text{ср}}}{2}, \quad (52)$$

т. е. групповая скорость волн, распространяющихся на большой глубине, равна половине фазовой скорости c . Для мелководных районов для случая волн конечной глубины групповая скорость зависит от параметра $\delta = 2\pi \frac{H}{\lambda}$ и равняется

$$c_{\text{гр}} = \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2\delta}{\text{sh } 2\delta} \right). \quad (53)$$

При малых значениях H/λ выражение $\text{sh } 2\delta$ приближается к 2δ и $c_{\text{гр}}$ стремится к фазовой скорости c , что справедливо для приливных волн, длина которых значительно превосходит глубину моря. Групповая скорость волн определяет скорость переноса энергии волн и входит в уравнение баланса энергии.

Энергия, которой обладают волны, складывается из кинетической, возникающей от обращения частиц воды по орбитам, и потенциальной, которая определяется тем, что частицы при волновом движении приподняты над невозмущенным уровнем. Вследствие этого осредненное за период значение потенциальной энергии зависит от величины превышения центров орбит над положением частиц в покое.

Кинетическая энергия равна

$$E_{\text{к}} = \frac{g\pi r^2}{\lambda},$$

или

$$E_{\text{к}} = \frac{g\pi h_0^2}{4\lambda}, \quad (54)$$

так как $r = \frac{h_0}{2}$.

Потенциальная энергия

$$E_{\text{п}} = \frac{g\pi h_0^2}{4\lambda}. \quad (55)$$

Полная энергия, которой обладает волна, имеющая протяженность гребня b , длину волны λ и плотность воды ρ , определится выражением

$$E = E_{\text{п}} + E_{\text{к}} = \frac{1}{8} \rho g h^2 b \lambda. \quad (56)$$

Энергия поступательной волны переносится со скоростью, равной групповой скорости волн.

В случае стоячей волны суммарная энергия

$$E_{\text{с}} = E_{\text{к}} + E_{\text{п}} = \frac{\rho g h^2 \lambda}{16}. \quad (57)$$

Полная энергия стоячей волны вдвое меньше полной энергии прогрессивной волны. В стоячей волне кинематическая и потенциальная энергия переходят одна в другую.

§ 54. Структура волн

Рельеф морской поверхности имеет сложную топографию под влиянием трения и неравномерного давления ветра, имеющего сложную динамическую структуру. Одновременно с волнообразным движением может возникать и вихревое, в результате чего поверх-

ность моря принимает беспорядочный вид. Гряды волн исчезают, волны наклонены по самым разнообразным направлениям. Из двухмерных они становятся трехмерными.

Когда волнение начинает затухать, прежде всего исчезают малые волны, затем более крупные и на море остаются только очень длинные и пологие волны зыби. Они надолго переживают малые волны, уходя на тысячи километров от места возникновения волнения. Форма профиля зыби приближается к трохоиде.

К более правильным, близким к трохоидальным относят также развитые штормовые волны. Профили вынужденных ветровых волн оказываются несимметричными. Наветренные склоны имеют большую протяженность и пологи, а подветренные более короткие и крутые. По данным стереофотосъемки и исследований В. В. Шулейкина, крутизна волн лежит в пределах $15-16^\circ$ при ветре 2—3 балла и возрастает до 20° при более сильном ветре. Крутизна мелких вторичных волн не превосходит 30° , достигая иногда на отдельных участках 45° . Крутизна зыби меньше, чем ветровых волн. Как показывают наблюдения, орбиты частиц воды оказываются незамкнутыми за один период волны и испытывают переносное движение в направлении перемещения волны. Это поступательное движение носит название волнового течения, обнаруженного экспериментально в 1954 г. Шулейкиным.

Скорость этого переносного движения изменяется за период волны. Осредненная скорость за один период для поверхности имеет выражение

$$v_{\text{теч}} = r_0^2 k^2 c, \quad (58)$$

где $k = \frac{2\pi}{\lambda}$; r_0 — радиус поверхностной орбиты; c — скорость перемещения волнового профиля.

С волновым течением связано увеличение фазовой c и групповой $c_{\text{гр}}$ скоростей волн на величину скорости волнового течения.

На глубине скорость волнового течения имеет выражение

$$v_z = r_0^2 k^2 c e^{-\frac{2\pi}{\lambda} z}. \quad (59)$$

Волновое течение изменяет орбитальное движение частиц и форму волнового трохоидального профиля.

§ 55. Физические условия возникновения и развития ветровых волн

Основной вопрос в исследовании ветровых волн состоит в выяснении механизма передачи энергии ветра волне. Энергия, передаваемая ветром водной поверхности, распределяется между колебаниями с разными периодами, различие в которых приводит к интерференции и возникновению групп волн. Сложная динамическая структура ветра, его пульсация по скорости и направлению

определяют возникновение широкого спектра волн различной частоты. Механизм передачи энергии ветра волнам рассматривается различно отдельными авторами. Основы для решения этой проблемы заложил В. М. Маккавеев, предложивший использовать уравнение энергетического баланса. Уравнение баланса энергии, предложенное Маккавеевым, имеет вид

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(v_c E) = M_v - W_\mu, \quad (60)$$

где $\frac{\partial E}{\partial t}$ — изменение энергии волн во времени; v_c — скорость переноса волновой энергии в направлении распространения волн, равная групповой скорости $c_{гр}$; x — расстояние, проходимое волной вдоль оси X ; M_v — энергия, получаемая от ветра; W_μ — количество энергии, теряемое вследствие рассеяния (диссипации).

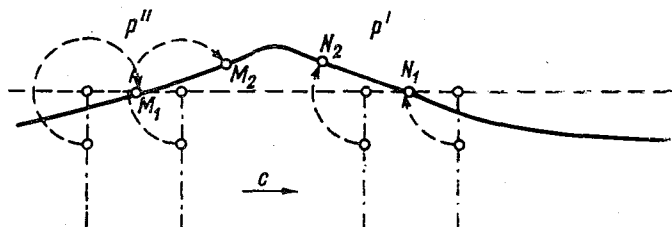


Рис. 26. Схема питания волн энергией ветра (по В. В. Шулейкину).

Основная роль, по Маккавееву, принадлежит касательному напряжению ветра $\tau = \gamma \rho' \omega^2$, где γ — коэффициент трения между атмосферой и водой, ρ' — плотность воздуха и ω — скорость ветра.

Существует точка зрения, что передача энергии ветра волне происходит главным образом вследствие разности давления на наветренном и подветренном склонах волны (рис. 26). Этой точки зрения придерживается Шулейкин, который экспериментально исследовал механизм передачи энергии ветра волне и получил выражение для мощности, передаваемой волне нормальным давлением,

$$M_{p(v)} = Ah(\omega - c)^2, \quad (61)$$

где A — эмпирический коэффициент; остальные величины сохраняют прежние значения.

Из выражения (61) следует, что основная роль в процессе развития волн принадлежит относительной скорости ветра

$$(\omega - c)^2 = \left(1 - \frac{c}{\omega}\right)^2 \omega^2.$$

Выражение (61) можно представить в виде

$$M_{p(v)} = Ah(1 - \beta)^2 \omega^2. \quad (62)$$

Отношение $\frac{c}{\omega} = \beta$ служит показателем нарастания волн.

Решая вопрос о передаче энергии ветра волне, отдельные исследователи придерживаются точки зрения, что необходимо учитывать и касательное напряжение, и нормальное давление (Х. Свердруп, В. Манк, Ю. Крылов и др.), для расчета которых используются формулы, аналогичные предыдущим.

Существует много решений уравнения баланса энергии ветровых волн. На их основе разработаны различные методы расчета волн и формулы связи между элементами волн и ветром. На каждой стадии развития волн увеличение энергии, передаваемой от ветра, определяет рост элементов волн, в частности увеличение высоты, длины и скорости распространения. Нарастание длин волн происходит быстрее высот, с чем связано уменьшение крутизны волн. Устойчивые волны существуют при определенной крутизне $\delta = 1/7 \div 1/10$, после чего начинают разрушаться.

§ 56. Распространение ветровых волн в прибрежной зоне

При распространении волн из открытой части моря к побережью они подвергаются деформации и сопровождаются явлением рефракции в зависимости от изменений глубины моря, характера и направления набегающих волн относительно берегов. У приглубых берегов отраженные волны интерферируют с набегающими, в результате чего возникают стоячие колебания, высота которых в пучностях равна примерно удвоенной высоте набегающей волны. Силу удара при этом, т. е. давление воды, приближенно можно определить по формуле

$$p = 0,51h + 2,41 \frac{h^2}{\lambda} \text{ т/м}^2.$$

Так как у берегов затруднительно определять высоту h и длину волн λ , Шулейкиным предложена формула для определения давления по периоду

$$p = 0,09\tau \text{ т/м}^2.$$

На океаническом побережье сила удара увеличивается до 38 т/м^2 , в морях, особенно внутренних, — до $15\text{—}10 \text{ т/м}^2$. Обрушиваясь на изрезанный скалистый берег, волны разрушаются, затрачивая свою энергию на абразию берега, а при набегании на пологие берега разрушаются раньше, чем достигают его. Наиболее интенсивно волны деформируются при переходе на мелководье.

При продвижении волн по мелководью наблюдается несимметричность профиля волны, что определяется неодинаковой фазовой скоростью перемещения гребня и подошвы. Гребень движется быстрее, догоняя подошву предшествующей волны, передний склон ее делается более крутым и обрушивается. Гребни опрокидываются, когда скорость движения частиц на вершине волны превышает ее

фазовую скорость. Опрокидывание гребней в прибрежной зоне происходит с глубины $H_{кр} = 1,3h$.

При переходе волн в прибрежную мелководную зону их скорость и длина уменьшаются, высота крупных волн несколько уменьшается, а мелких увеличивается.

Перед разрушением длина убывает пропорционально $\sqrt[3]{H}$ (глубине моря), скорость — пропорционально $\sqrt{H}$, а период становится больше и высота возрастает обратно пропорционально $\sqrt[3]{H}$.

При уменьшении длины и одновременном увеличении высоты увеличивается крутизна, при достижении критического значения которой $\alpha_{кр}$ и происходит разрушение гребней и образование прибоя (рис. 27).

При продвижении волн по мелководью трение частиц о дно задерживает их движение; скорость перемещения верхних слоев ста-

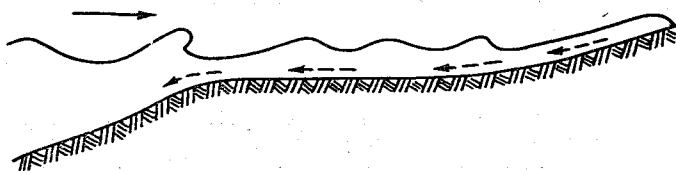


Рис. 27. Схема образования прибоя.

новится больше, чем нижних, они сдвигаются, гребень волны опрокидывается и рассыпается пеной. Так возникает прибой. При подходе к мелководью на некотором расстоянии от берега, на полосе отмели или у рифов, это явление называют буруном. Прибой имеет различный характер в зависимости от особенностей берега. На отмеле берегу глубины уменьшаются постепенно, поэтому и прибой здесь более спокоен. У крутых приглубых берегов возникает обратная волна, несколько уменьшающая силу удара следующей за ней волны. При ударе волн о крутые берега образуются взбросы, достигающие у приглубых берегов высоты 50—60 м и более.

§ 57. Рефракция волн

При переходе волн на малые глубины наблюдается явление рефракции, которое состоит в том, что волны изменяют свое направление и их фронт стремится занять положение, параллельное берегу. Это явление возникает вследствие неодинаковой фазовой скорости распространения отдельных участков гребней волн при переходе в прибрежную зону. На рис. 28 показаны последовательное положение фронта волн MN и векторы скорости распространения волн. Участки фронта волны, расположенные ближе к берегу, движутся медленнее, чем те, что еще удалены от малых глубин.

Угол α между фронтом волны и линией, параллельной берегу, в точке с глубиной H зависит от угла α_0 в открытой части моря на

глубине H_0 и периода волны τ . По Шулейкину, этот угол можно определить из выражения

$$\sin \alpha = \frac{1 + \frac{0,05\tau^2}{H_0}}{1 + \frac{0,05\tau^2}{H}} \sin \alpha_0. \quad (63)$$

Для открытого моря, откуда распространяется волна, если глубина превышает ее полудлину, H_0 можно принять бесконечной и предыдущее выражение записать в виде

$$\sin \alpha = \frac{H \sin \alpha_0}{H + 0,05\tau^2}. \quad (64)$$

При рефракции происходит изменение длин, высот и крутизны волн. Кроме явления рефракции, наблюдается искривление гребней

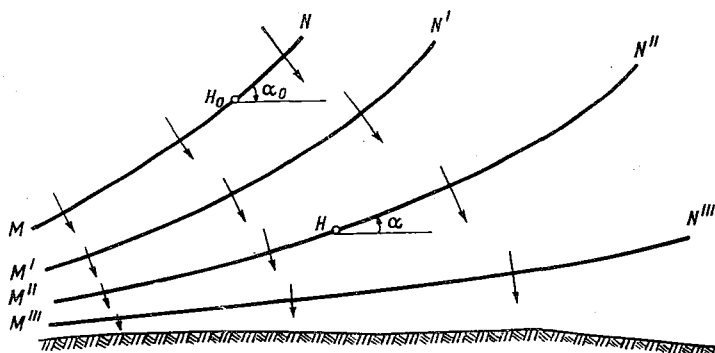


Рис. 28. Рефракция волн на мелководье.

волн вследствие резких изменений очертаний береговой линии. При обходе мысов, отдельных выступов и других форм изрезанных берегов возникают дифракционные волны. Они распространяются на закрытые участки, отделяясь от основной системы волн. Дифракционные волны возникают, когда длина волн соизмерима с линейными размерами препятствия. В природных условиях иногда наблюдается сочетание явлений рефракции и дифракции волн.

§ 58. Методы наблюдения и расчета волн

Изучение волн осуществляется инструментальными методами с помощью береговых и морских волнографов. К наиболее совершенным методам регистрации волн следует отнести стереофото съемку и аэрофото съемку, в результате которых получают изображение волнового рельефа в изолиниях высот уровня. Кроме того, исследование волн осуществляется на моделях в лабораторных условиях и экспериментальными методами, как, например,

в специальном штормовом бассейне, созданном академиком В. В. Шулейкиным.

На инструментальных методах наблюдений строится современная методика расчета элементов волн. Наряду с большим числом эмпирических соотношений между элементами волн и элементами ветра (его скоростью w , направлением α_w , временем действия t_w , разгоном D , т. е. длиной воздушного потока над морем) и глубиной моря H широкое распространение получили методы расчета, базирующиеся на уравнении баланса энергии,— это так называемые энергетические методы. Большое развитие получили в последние годы статистические методы анализа и расчета ветровых волн.

Для расчета элементов волн составлены номограммы, таблицы и атласы волн для различных районов Мирового океана, которыми широко пользуются мореплаватели, портостроители и другие специалисты.

Наряду с существующими современными методами расчета элементов волн до последнего времени широко используется визуальный метод оценки волнения по девятибалльной системе (табл. 19).

Таблица 19

Шкала степени волнения

Высота волны, м	Волнение, баллы	Характеристика волнения	Высота волны, м	Волнение, баллы	Характеристика волнения
0	0	Волнение отсутствует	2,0—3,5	V	Сильное
0—0,25	I	Слабое	3,5—6,0	VI	Очень сильное
0,25—0,75	II	Умеренное	6,0—8,5	VII	Очень сильное
0,75—1,25	III	Значительное	8,5—11,0	VIII	Очень сильное
1,25—2,0	IV	Значительное	11,0 и более	IX	Исключительное

В основу ее положены высоты заметных крупных волн (обеспеченностью около 3%).

На современном этапе исследования морского волнения основная задача состоит в разработке единой теории волн, на основе которой можно осуществлять расчет и предсказание их характеристик. В решении этой задачи определилось несколько направлений, в частности изучение функциональной связи между средними значениями элементов волн и факторами волнообразования с использованием уравнения среднего энергетического баланса волн и уравнения связи между элементами волн. Это направление базируется на работах В. В. Шулейкина. Второе направление связано с изучением закономерностей распределения волн в волновом поле. В задачу этого направления входит математическое описание сложной волновой поверхности и количественная вероятностно-статистическая характеристика различных волн. Работами многих отечественных и зарубежных исследователей (Ю. М. Крылов, И. Н. Да-

видан, М. Лонгет-Хиггинс, Г. Нейман и др.) определены функции распределения отдельных элементов волн (высот, длин, периодов) и их взаимосвязь.

Для удовлетворения потребностей мореплавания, кораблестроения и гидротехнического строительства предложены различные эмпирические формулы, номограммы и кривые, полученные на основе теоретических (расчетных) и эмпирических данных. При исследовании многолетнего режима волнения производится расчет волн по полям ветра с использованием соотношений между элементами волн и параметрами ветра. Кроме того, используются вероятностные характеристики волн и ветра и многолетнее распределение их соотношений. По типовым полям ветра, полученным на основе типизации атмосферных процессов над акваторией океана, моря, озера или водохранилища, составляются атласы полей волн. Для более точных расчетов волнения в отдельных районах моря Г. В. Ржеплинским разработаны кривые распределения волн относительно наблюдаемой скорости ветра, режимные кривые распределения волн, интегральной повторяемости волн относительно разгонов (Л. Ф. Титов, М. Зубова и др.).

§ 59. Ветровые волны в океанах и морях

Ветровые волны и зыбь изменяются во времени и в пространстве в зависимости от физико-географических, синоптических и гидрометеорологических условий.

Ветровые волны высотой 18 м отмечены в северной части Тихого океана во время продолжительного шторма ураганной силы. В антарктических водах с д/э «Обь» в 1958 г. была зарегистрирована волна высотой 24,5 м. Наибольшая длина океанических волн может достигать 400 м. Обычные штормовые волны имеют высоту до 8 м, длину до 150 м, период до 8 секунд, скорость до 18 м/с, крутизну не больше $\frac{1}{10}$ (обычная до $\frac{1}{20}$ — $\frac{1}{30}$).

По данным многочисленных судовых наблюдений, наибольшую повторяемость во всех частях Мирового океана имеют волны высотой менее 2,1 м (66%). Повторяемость волн высотой 6 м и более невелика и в среднем составляет всего лишь 8%. Распространение высоких волн на поверхности Мирового океана связано с распространением штормов. Штормовыми областями являются северные части Антарктического и Тихого океанов, а также все пространство Мирового океана к югу от 40° ю. ш. Тропические ураганы наблюдаются у южной и северной границ экваториальной области. В большинстве районов Мирового океана высокие волны отмечаются преимущественно в определенные сезоны года, и только в южном сплошном водном кольце Мирового океана (в особенности в Индийском океане) в течение всего года высота волн превышает 3 м. В северной части Атлантического океана наибольшая повторяемость таких волн приходится на февраль, в центральной, открытой части Индийского океана и в наиболее северных частях Атлантического и Тихого океанов — на август.

В морях размеры волн меньше. Высота их обычно не превосходит 9 м, длина — до 150 м. Крутизна же волн больше — до $\frac{1}{8}$ и на мелководье до $\frac{1}{4}$. Меньшие размеры волн в морях связаны с меньшими размерами морей по сравнению с океанами и меньшей устойчивостью ветров. По этой же причине вероятность появления значительной зыби на морях меньше, чем в океанах. Большое влияние на волновой режим морей, оказывают расчлененность бассейна, рельеф дна, условия проникновения волн из открытого океана или из соседних морей, развитие ледяного покрова, особенности ветрового режима. Так, зимой Красное море принадлежит к одному из самых «тихих» морей, так как оно узкое и вытянуто в направлении, не совпадающем с направлением господствующих ветров. Баренцево море, наоборот, одно из самых бурных. Это море на западе непосредственно переходит в открытые пространства Норвежского моря, откуда приходят высокие волны. Кроме того, над Баренцевым морем часто проходят обширные и интенсивные циклоны.

§ 60. Внутренние волны

Внутренние волны — это волны, возникающие в толще воды океанов, морей и озер на поверхности раздела слоев воды с различной плотностью. Внутренние волны, так же как и поверхностные, могут возникать под действием внешних импульсов, таких, как продолжительные сильные ветры, изменения поля давления атмосферы, приливообразующие силы Луны и Солнца, сейсмические факторы, движение судов в резко стратифицированном море.

Современные исследования внутренних волн показывают, что внутренние волны, возбуждаемые короткопериодными метеорологическими процессами, эпизодически появляются и исчезают; крупномасштабные изменения поля давления атмосферы и приливообразующие силы создают длинные внутренние волны, оказывающие большое влияние на режим океанов и морей. Оно проявляется в вертикальных и горизонтальных смещениях водных масс, периодических колебаниях океанологических характеристик (температуры, солености, содержания кислорода и др.). Поэтому сведения об элементах этих волн можно получить из анализа колебаний гидрологических характеристик по данным долговременных наблюдений. Эти данные можно использовать для расчета фаз и амплитуд колебаний каждой характеристики на различных горизонтах в связи с прохождением внутренних волн и вычислять по ним элементы волн. Например, амплитуда внутренней волны может быть определена по следующему выражению:

$$A_v = -\frac{A_t}{\frac{\partial \theta}{\partial z}}, \quad (65)$$

где A_v — амплитуда внутренней волны; A_t — амплитуда колебаний температуры на данном горизонте; $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ — средний суточный вертикальный градиент температуры внутри слоя.

Вторая возможность выявления внутренних волн — это построение изолиний изменения во времени глубины залегания данной температуры или солености, называемых изоплетами. При этом предполагается, что очертание изоплет характеризует профиль внутренней волны, проходящей в данном месте.

Основными элементами, характеризующими внутренние волны для двухслойного моря, служат скорость распространения, период, амплитуда и длина (рис. 29).

Если толщина верхнего слоя h_1 с плотностью ρ_1 мала по сравнению с нижним слоем с плотностью ρ_2 , толщина которого h_2 велика по сравнению с длиной волны, то скорость распространения волн для верхнего слоя имеет выражение

$$c_1^2 = \frac{g\lambda}{2\pi}, \quad (66)$$

а для нижнего, т. е. внутренних волн,

$$c_2^2 = gh_2 \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}. \quad (67)$$

Если длина волны больше толщины слоев, т. е. имеют место длинные поступательные волны, то скорость таких волн без учета вращения Земли получена в таком виде:

для верхнего слоя

$$c_1 = \sqrt{g(h_1 + h_2)}, \quad (68)$$

для нижнего слоя

$$c_2 = \sqrt{\frac{gh_1 h_2}{h_1 + h_2}} E, \quad (69)$$

где $E = \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1}$.

Первое выражение представляет собой известное значение скорости распространения свободных длинных волн Лагранжа—Эри для однородного моря, второе — для внутренней волны. Сопоставление этих выражений показывает, что $c_1 \gg c_2$, так как величина E , характеризующая вертикальную устойчивость в реальных условиях, имеет наибольший порядок 10^{-3} — 10^{-4} . Следовательно, внутренние

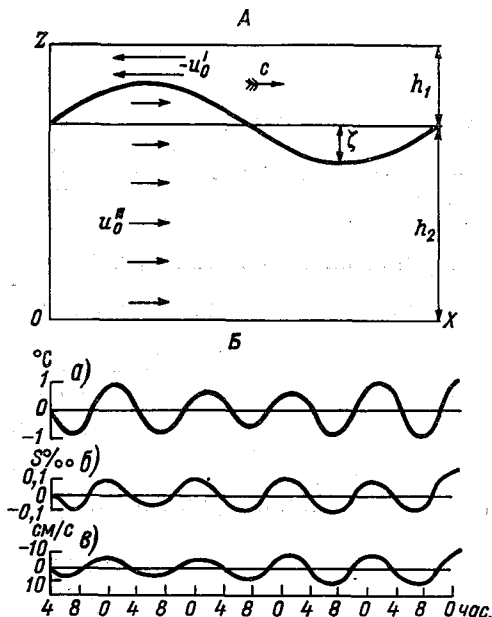


Рис. 29. Внутренняя волна.

А — теоретическая схема; Б — внутренние приливные волны на 385-й станции «Метеора» ($\varphi = 16^\circ 48,3'$ с. ш., $\lambda = 46^\circ 17,1'$ з. д., 12–14/II 1935 г.): а — отклонения температуры слоя 70–120 м от среднего значения, б — отклонение солености от средней величины на глубине 80 м, в — отклонение северной составляющей скорости течения на глубине 50 м от среднего значения (по А. Дефанту, 1952 г.).

волны распространяются со значительно меньшей скоростью, чем поверхностные.

С учетом вращения Земли для свободной поверхности имеем

$$c_1^2 = g(h_1 + h_2) + \frac{4\bar{\omega}^2}{K^2}, \quad (70)$$

а для нижнего слоя

$$c_2^2 = \frac{gh_1h_2}{h_1 + h_2} E + \frac{4\bar{\omega}^2}{K^2}, \quad (71)$$

где $\bar{\omega} = 2\omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса; ω — угловая скорость вращения Земли; φ — широта; $K = \frac{2\pi}{\lambda}$ — волновое число; E — устойчивость слоев.

Принимая во внимание, что $c = \frac{\lambda}{T}$, можно получить формулы для периода свободных колебаний:

$$T_1^2 = \frac{\lambda^2}{g(h_1 + h_2)}, \quad (72)$$

$$T_2^2 = \frac{\lambda^2(h_1 + h_2)}{gh_1h_2} E, \quad (72')$$

а с учетом влияния вращения Земли

$$T_1^2 = \frac{1}{\frac{1}{T_1^2} + \frac{1}{T_n^2}}, \quad (73)$$

$$T_2^2 = \frac{1}{\frac{1}{T_2^2} + \frac{1}{T_n^2}}, \quad (73')$$

где $T_n = \frac{\pi}{\omega \sin \varphi}$ — период инерционных колебаний, равный половине «маятниковых суток», т. е. половине периода вращения маятника Фуко.

Рассмотрим отношение амплитуд поверхностной A_1 и внутренней A_2 волн

$$\frac{A_2}{A_1} = - \frac{\left(1 + \frac{h_1}{h_2}\right)}{E}. \quad (74)$$

Отношение амплитуд обратно пропорционально устойчивости E вод на граничной поверхности и пропорционально отношению толщины верхнего (h_1) и нижнего (h_2) слоев друг к другу. Знак минус говорит о том, что амплитуды этих волн находятся в противофазах колебаний.

Поступательные внутренние волны перемещаются тем медленнее, чем меньше различие в плотности соприкасающихся слоев, и с меньшей скоростью, чем поверхностные. Амплитуды их значительно превосходят амплитуды поверхностных волн, а при одинаковом периоде они обычно короче волн на свободной поверхности. Внутренние волны бывают не только поступательные, но и стоячие. Стоячие внутренние волны наблюдаются в районах подводных порогов, резко изменяющихся глубин, над которыми распространяются на поверхности моря приливные волны. Внутренние волны могут возникать не только при наличии двух слоев существенно различной плотности, но и при непрерывном ее изменении, а также при наличии нескольких резко различающихся по своим характеристикам слоев. Основными факторами, определяющими элементы внутренних волн, служат характер и особенности стратификации водных масс, их вертикальная устойчивость, глубина и характер рельефа дна, а также наличие возбуждающих внешних сил. Внутренние волны могут возникать и распространяться в различных направлениях, но при малоустойчивой и неустойчивой стратификации вод они могут трансформироваться, опрокидываясь и разрушаясь. Наиболее распространены и реально обнаруживаются в море приливные внутренние волны, которые создают не только вертикальные смещения вод, но и горизонтальные, т. е. внутренние приливные течения. Эти течения наблюдаются на больших глубинах и при определенных условиях могут иметь максимальные скорости, более значительные, чем на поверхности. Запросы практики — подводного плавания, рыбного промысла, использования гидроакустической аппаратуры — требуют детального знания внутренних волн в различных районах Мирового океана. Весьма актуальна эта проблема и в связи с решением задачи о захоронении в области больших глубин радиоактивных отходов, а также для многих океанологических проблем, связанных с изучением динамических условий в морях и океанах, вплоть до оценки точности наблюдаемых океанологических характеристик.

§ 61. Волны, вызываемые землетрясениями (цунами)

При резких вертикальных и горизонтальных смещениях дна, вызванных тектоническими процессами, в толще океанов и морей возникают волновые колебания, которые на поверхности воды создают серию длинных волн, известных под японским названием цунами. Большая часть волн цунами связана с землетрясениями и меньшая создается подводными вулканическими извержениями и оползнями. Не все наблюдаемые подводные землетрясения сопровождаются цунами: слабые землетрясения их не вызывают, но и сильные вызывают не всегда. Например, в Тихом океане из сильных землетрясений только одно создает цунами. Установлено, что цунами возникают при силе подземных толчков более 6 баллов и расположении фокусов (очагов) на глубине до 40 км. При более

глубоком расположении очагов цунами проявляются слабо, а при глубине их 75—80 км цунами почти не наблюдаются.

Катастрофические цунами случаются при силе землетрясений $M > 6,3 + 0,01H$ (где M — магнитуда, т. е. величина, принятая для оценки интенсивности землетрясений, пропорциональная логарифму максимальной амплитуды горизонтального смещения почвы на расстоянии 100 км от очага землетрясения, H — глубина очага). Кроме силы землетрясения и положения очага, большое значение в формировании волн цунами имеют рельеф дна и очертания берегов. В открытом океане или море волны цунами не заметны, так как они очень длинные и пологие. Длина их приблизительно равна протяженности зоны их зарождения и колеблется от 20 до 400—600 км. Она определяется по формуле

$$\lambda = Ar^{1/3}, \quad (75)$$

период

$$\tau = Br^{1/3},$$

скорость распространения

$$c = \sqrt{gH}.$$

В этих выражениях $A = \left(\frac{3\pi}{2\sqrt{2}}\right)^{2/3} H^{2/3}$; $B = \frac{(3\pi)^{2/3}}{2\sqrt{g}} H^{1/3}$; r — расстояние от центра возмущения; H — глубина моря; g — ускорение силы тяжести.

Высота волн цунами достигает у берегов 5—10 м, доходя в исключительных случаях до 35 м. Волны высотой более 10 м редки и наблюдаются в узких бухтах и суживающихся заливах. Обычно к побережью подходит группа волн цунами (две-три и более), причем чаще всего они распространяются от эпицентра катастрофически, а не в одном направлении, со скоростью 400—800 км/ч [5]. Наиболее активные зоны зарождения цунами связаны с сейсмическим поясом Тихого океана. Это районы Алеутской, Курило-Камчатской, Японской, Филиппинской, Марианской впадин и побережье Чили. Цунами наблюдаются и в морях Средиземном, Мраморном, Черном, даже Каспийском. В среднем в год проходит пять цунами, отмеченных приборами, но не разрушительных. Сильные цунами случаются в Мировом океане в среднем один раз в год. Последнее самое крупное цунами, с которым связаны огромные катастрофические бедствия, было 22 мая 1960 г. у берегов Чили. В пределах всего Мирового океана, по неполным данным, за 2500 лет зафиксировано 368 случаев цунами. У берегов Японии из 99 цунами только 17 были катастрофическими, на Камчатке из 16 — 4, на Гавайских островах из 49 — 5. На Черном море эпицентры сильных землетрясений расположены у Южного берега Крыма и у кавказского побережья от Анапы до Сочи. Крымские и кавказские землетрясения, которых в среднем в год насчитывается 50, не все сопровождаются цунами. Их эпицентры расположены в море. Последние цунами, отмеченные у берегов Крыма, зафиксированы 26 июня и 12 сен-

тября 1927 г. У кавказского побережья последнее цунами относится к 12 июня 1966 г. Эпицентр землетрясения, вызвавшего это цунами, находился на расстоянии 10 км от г. Анапы. Глубина залегания очага 36 км от поверхности дна. Скорость распространения волн цунами была у Феодосии 120 км/ч, у Ялты 200 км/ч, у Геленджика 180 км/ч, длина 86—120 км.

Огромный ущерб, приносимый волнами цунами, определяет необходимость организации специальных служб предупреждения. В СССР, Японии, США и других странах такие службы используют сейсмические, акустические, геофизические и океанологические наблюдения, производимые сетью специальных станций и научных учреждений.

§ 62. Сейши

Сейшами называют стоячие свободные волны, возникающие в полузакрытых и закрытых бассейнах под влиянием резких нарушений равновесия вод. Причинами этих колебаний могут быть резкие изменения давления атмосферы над бассейном и за его пределами, сгонно-нагонные явления при быстрой смене или затухании ветра, обильное выпадение осадков в одном из районов моря, создающего наклон уровня поверхности и стремление вод восстановить нарушенное равновесие. Сейши могут возникать и под влиянием приливных процессов. Возникающие в открытом океане или море приливные колебания могут создавать в заливах и полузакрытых морях соколебательное (индуцированное) движение приливных периодов, представляющее собой колебание всей массы этого бассейна.

Сейши могут возникать и вследствие сейсмических явлений. Они охватывают бассейны в целом или их отдельные участки, заливы и бухты. При сейшах отсутствует поступательное движение в форме волны, а наблюдаются лишь вертикальные колебания, при которых в одном месте происходит подъем, в другом — опускание уровня. Самый простой вид сейш, когда уровень воды у одного края бассейна поднимается, у другого — опускается (рис. 30 а). При этом в средней части бассейна наблюдается линия, вдоль которой не происходит колебаний уровня, но существуют горизонтальные перемещения вод (течения). Такая линия называется узловой.

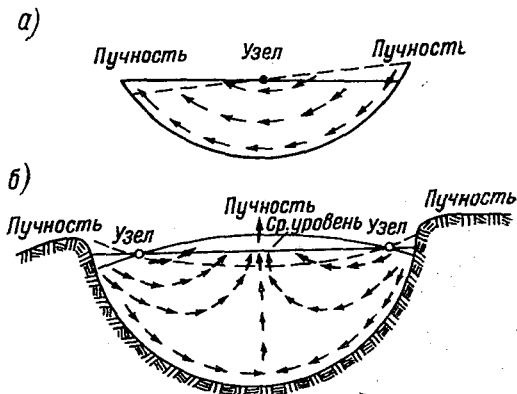


Рис. 30. Сейши.

а — одноузловая, б — двухузловая.

Иногда наблюдаются сейши с двумя узловыми линиями (рис. 30 б). В первом случае сейша называется одноузловой, во втором — двухузловой. При одноузловой сейше частицы воды в придонном слое движутся вдоль дна в одном и другом направлении. Возможно образование сейш с тремя, четырьмя узловыми линиями и более (многоузловые сейши).

Исследованиями многих ученых разработана теория сейш и предложены методы расчета их периодов [8]. Самая простая формула была предложена Мерианом для бассейна прямоугольной формы с постоянной глубиной

$$T = \frac{2L}{\sqrt{gH}}, \quad (76)$$

где T — период сейши; L — длина бассейна; g — ускорение силы тяжести; H — средняя глубина бассейна.

Если сейши многоузловые, то период определяется формулой

$$T = \frac{2L}{n \sqrt{gH}}, \quad (77)$$

где n — число узлов.

Периоды сейш разнообразны: от 5—10 мин до нескольких часов и даже суток (24, 48 ч и т. д.). Величины их невелики — от нескольких сантиметров до 1 м. Важные элементы сейш — это узловые линии, вдоль которых вертикальные колебания уровня равны нулю, а скорость горизонтальных смещений максимальна.

Элементы сейш зависят от морфометрических особенностей бассейнов: размеров, очертаний, рельефа дна, а также стратификации вод. В бассейнах, где воды резко стратифицированы, могут возникать внутренние сейши.

Сейши изучались на озерах, в заливах, бухтах и морях путем непосредственных измерений колебаний уровня, а также путем расчета и моделирования этого процесса. На моделях такие исследования проводились в СССР В. П. Дубовым для Балтийского моря, В. Н. Соловьевым для оз. Байкал, М. Ремизовой для Аральского моря. Вследствие различий в очертаниях берегов и в рельефе дна сейши в морях и отдельных их частях могут значительно отличаться друг от друга. Так, в Алжирской бухте в Средиземном море отмечены сейши с периодами от 1,2 до 75 мин и с величинами до 1 м. На Азовском море (в Темрюке) наблюдались сейши с периодами до 23 ч и с наибольшей величиной 80 см.

В природных условиях сейши сочетаются с другими периодическими и непериодическими колебаниями. Поэтому выявление их в сложном реальном спектре колебательных движений водных масс затрудняется тем, что в некоторых бассейнах периоды сейш и инерционных или приливных колебаний бывают близки, как, например, в Балтийском море. Для решения этой задачи в современной океанологии широко используются численные методы, аппарат исследования случайных процессов и вероятностно-статистические методы расчета.

Сейши представляют собой свободные колебания, поэтому их изучение необходимо для понимания резонансных явлений, возникающих в тех случаях, когда период вынужденных колебаний близок к периоду свободных колебаний в данном море или озере, заливе, бухте. Резонансные явления могут создавать колебания вод с огромными амплитудами.

ГЛАВА 15. ПРИЛИВЫ

§ 63. Основные понятия

Приливы — это волновые движения воды, возникающие под действием приливообразующих сил Луны и Солнца. Лунная составляющая больше чем в два раза превосходит солнечную и определяет основные черты приливных движений на Земле. Эти волны возникают не только в Мировом океане, но и в твердой оболочке Земли и в атмосфере. Природа этих волн определяется условиями гравитационного взаимодействия между Землей, Луной и Солнцем, поэтому в ходе приливных явлений находят отражение главным образом эти условия, но немалую роль играют и местные физико-географические факторы. Приливные процессы, имеющие периодический характер, проявляются в периодических приливных колебаниях уровня моря и в горизонтальных поступательных движениях вод в форме приливных течений. Закономерное периодическое повышение уровня от наименьшего положения, называемого малой водой, до наивысшего, называемого полной водой, именуют приливом, а закономерное уменьшение уровня от полной до малой воды называют отливом. Разность уровней полной и малой воды называют величиной прилива.

Подразделяют приливы по периоду и характеру. Под периодом прилива подразумевают время, в течение которого прошла одна полная волна, т. е. это промежуток времени между двумя соседними полными или малыми водами. По периоду различают полусуточные, суточные, четвертьсуточные, а также $\frac{1}{6}$ -, $\frac{1}{8}$ -суточные приливы (рис. 31).

Полусуточные приливы имеют две полные и две малые воды в течение 24 ч 50 мин, т. е. лунных суток. Их период равен 12 ч 25 мин. Суточные приливы характеризуются одной полной и одной малой водой за время лунных суток.

В суточном движении Луна отстает от Земли на 50,47 мин, так как период ее обращения 27,3 суток. Лунные сутки, т. е. промежуток времени между двумя последующими верхними или нижними кульминациями Луны, соответствуют 1,035 средних солнечных суток, т. е. равен 24 ч 50,47 мин.

По характеру приливы подразделяют на правильные (суточные и полусуточные) и неправильные (суточные и полусуточные) называемые также смешанными. Правильные полусуточные приливы имеют примерно одинаковую продолжительность роста и падения,

а также высоты последовательных полных и малых вод. Неправильные полусуточные приливы характеризуются различием высот полных и малых вод, разницей времени роста и падения уровня в течение лунных суток. Наиболее сложный характер изменений уровня имеют неправильные суточные приливы в связи с изменениями склонения Луны. При малом склонении Луны, т. е. когда она приближается и переходит через экватор, приливы становятся правильными полусуточными и имеют две полные и две малые воды. С увеличением склонения Луны, когда она уходит в тропики, исчезают вторые волны, увеличиваются амплитуды колебаний и при-

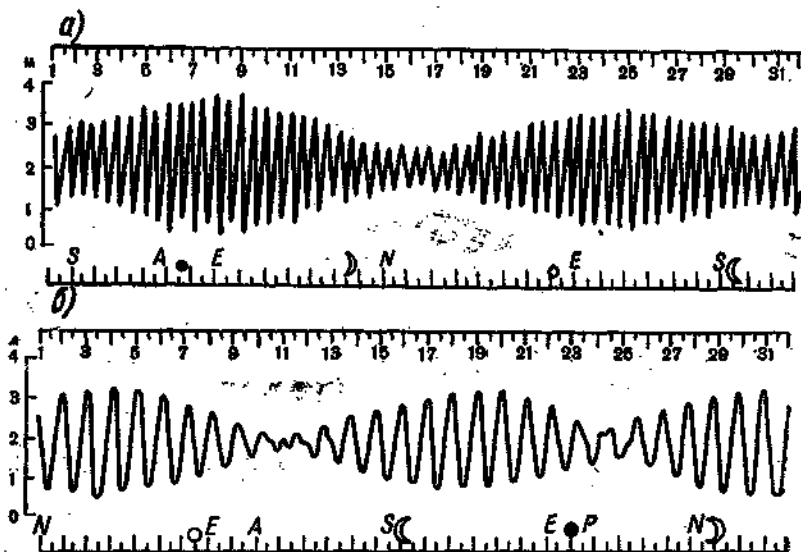


Рис. 31. Типы приливов.

а — правильные полусуточные приливы (Японское море, Де-Кастра), б — суточные приливы (Южно-Китайское море, Хан-Дау). Фазы луны: — новолуние, ☾ — первая четверть, ○ — полнолуние, ☾ — последняя четверть. Положение Луны: E — на экваторе, N — при наибольшем склонении, A — в апогее, P — в перигее.

ливы становятся суточными с одной полной и одной малой водой. Приливы при большом склонении Луны называют тропическими, а при малом — равноденственными.

При переходе с больших глубин на малые происходит деформация приливных волн под влиянием трения о дно. Профиль становится несимметричным, появляются вторичные волны с периодом, кратным основному, — это мелководные волны с периодом 6, 4 и 3 ч, встречающиеся на мелководьях и в устьях рек.

В Мировом океане преобладают полусуточные приливы, в частности вдоль берегов Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. В Тихом океане, а также у берегов Антарктиды приливы имеют смешанный характер.

В прибрежных районах приливные колебания достигают вели-

чины 4—6 м, причем особенно значительными они бывают в сильно сужающихся заливах, как, например, зал. Фанди у п-ова Новая Шотландия (Северная Америка), где они достигают 16 м (по расчетам могут доходить до 18 м). Это наибольшая величина прилива в Мировом океане. С удалением от берегов величина прилива убывает и в открытом океане не превышает 1 м. Так как приливообразующая сила влияет на всю толщу вод океана, приливные колебания наблюдаются от поверхности до дна.

При изучении приливов существенное значение имеют следующие важнейшие их элементы: прикладной час, возраст, рост и падение прилива, котидальный час, средний уровень полуприлива и средний уровень моря.

Средний прикладной час — это средняя величина лунного промежутка, представляющего собой промежуток времени между моментом прохождения Луны через меридиан места наблюдений (кульминация) и моментом наступления ближайшей полной воды.

Среднее из лунных промежутков в дни новолуний и полнолуний (в сизигии) при склонении Луны и Солнца, равно нулю, и при среднем удалении их от Земли, называется прикладным часом порта и измеряется в часах. Для правильных полусуточных приливов прикладной час порта может быть использован мореплавателями для предсказания времени наступления полной воды. Для смешанного прилива этой величиной пользоваться нельзя, так как лунные промежутки заметно изменяются, отклоняясь от среднего значения, т. е. прикладного часа.

Возраст прилива: а) промежуток времени от момента новолуния или полнолуния (сизигии) до момента наступления наибольшего по величине прилива называется возрастом полусуточного прилива: б) промежуток времени от момента максимального склонения Луны до наибольшей по высоте полной воды называют возрастом тропического прилива. Возраст прилива выражается в сутках.

Рост уровня представляет собой промежуток времени от малой воды до полной, а падение — от полной воды до малой. Эти элементы позволяют судить о профиле волны и его изменениях, т. е. о деформации приливных волн под влиянием трения о дно или при воздействии ледяного покрова.

Котидальный час — час одновременного положения гребня приливной волны (полной воды) в пространстве. Линия, вдоль которой полная вода наступает одновременно, называется котидальной линией. Схема котидальных линий (котидальная карта) позволяет судить о форме фронта и направлении распространения приливных волн.

Амплитуда приливной волны — отклонение высоты полной или малой воды от среднего уровня. Амплитуда представляет половину величины прилива. Величина прилива и амплитуда бывают наибольшими в дни новолуний или полнолуний и называются сизигийными, а в первую и последнюю четверти Луны — наи-

меньшими и называются квадратурными. Между этими фазами Луны величины прилива имеют средние значения.

Для неправильных суточных приливов вычисляют величину тропического и равноденственного приливов.

Большое практическое значение имеют средние уровни: а) средний из средних высот полных и средних высот малых вод, называемый средним уровнем полуприлива; б) средний суточный уровень; в) средний многолетний, исчисляемый для морей с четко выраженными приливами за период 18,6 лет.

§ 64. Неравенства приливов

Отклонения элементов прилива от их средних значений в связи с фазами, которые проходит Луна, изменениями склонений Луны и Солнца и периодически меняющимися расстояниями от светил до Земли называют неравенствами прилива. Основные неравенства —

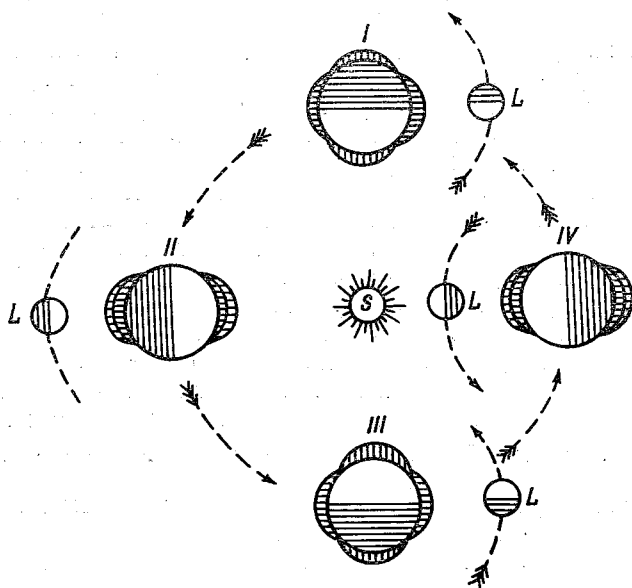


Рис. 32. Фазовое неравенство.

это фазовое (полумесечное), тропическое и параллактическое.

Фазовое неравенство состоит в том, что в дни новолуний и полнолуний, т. е. в сизигии, Луна и Солнце кульминируют одновременно, их приливообразующие силы, складываясь, возбуждают лунно-солнечные приливы большой величины (сизигийные). Когда Луна бывает в первой и третьей четвертях, т. е. в квадратурах, то ее воздействие ослабляется воздействием Солнца и полная вода лунного прилива совпадает с малой водой солнечного, поэтому гребень лунно-солнечной волны стоит ниже, а подошва выше, приливы

имеют малую величину (квадратурные) (рис. 32). Не остается постоянным и лунный промежуток при различных фазах Луны. Период проявления этого неравенства равен 14,77 суток, так как от новолуния до следующего новолуния протекает 29,54 суток (синодический месяц). Это неравенство между сизигийными и квадратурными приливами называется полумесячным. Оно свойственно всем типам приливов, но особенно ярко выражено у полусуточных.

Тропическое неравенство связано с изменениями склонения Луны. В течение 27,32 суток (тропический месяц) Луна дважды проходит через экватор, достигая максимальных северного и южного склонений 28° . При малом склонении Луны у полусуточных приливов не наблюдается неравенств высот и времен наступления полных и малых вод, а неправильные суточные приливы имеют характер неправильных полусуточных. При больших склонениях Луны у полусуточных приливов наблюдаются суточные неравенства по величине, времени роста и падения уровня. У неправильных суточных приливов, как указано на стр. 134, период колебаний становится суточным с большей, чем при малом склонении, величиной (рис. 33).

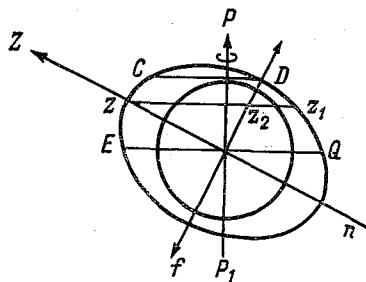


Рис. 33. Тропическое неравенство в явлении приливов.

Zn — направление на Луну, EQ — экватор, PP_1 — ось вращения Земли, Df — круг освещения, CD , ZZ_1 — параллели.

Параллактическое неравенство выражается в том, что Луна, обращаясь вокруг Земли по эллиптической орбите в течение 27,55 суток, то максимально приближается к Земле — в перигее, то максимально удаляется — в апогее. Приливные колебания уменьшаются в апогее и увеличиваются в перигее.

Аналогичные неравенства проявляются в ходе солнечного прилива в связи с изменением склонения Солнца за время аномалистического года (365,26 средних солнечных суток). За это время Земля по отношению к Солнцу бывает в афелии — наибольшем удалении от Солнца, тогда и приливы бывают малой величины, и в перигелии, когда они бывают наибольшими.

§ 65. Приливообразующие силы

На каждую частицу воды Мирового океана действуют силы притяжения Луны и Солнца, а также центробежные силы, возникающие от обращения систем Земля—Луна и Земля—Солнце вокруг общих центров тяжести. Равнодействующая этих сил и представляет собой приливообразующую силу.

Так как воздействие Луны вдвое больше воздействия Солнца, рассмотрим приливообразующие силы Луны.

Земля и Луна, взаимно тяготея друг к другу и обладая собственным движением в мировом пространстве, образуют систему, центр тяжести которой находится на расстоянии, обратно пропорциональном их массам. Так как масса Земли в 81,5 раза превосходит массу Луны, а среднее расстояние между их центрами равно $60,3\rho$ (где $\rho=6372$ км — средний радиус Земли), то центр тяжести системы Земля—Луна находится ближе к центру Земли, на расстоянии $0,73\rho$ (в системе Земля—Солнце он находится ближе к центру Солнца, так как его масса в 333 400 раз больше массы Земли).

При обращении системы Земля—Луна около общего центра тяжести в каждой точке на поверхности Земли возникает центробежная сила, одинаковая по величине и направлению и равная той, которой обладает центр Земли. Эта сила по направлению всегда

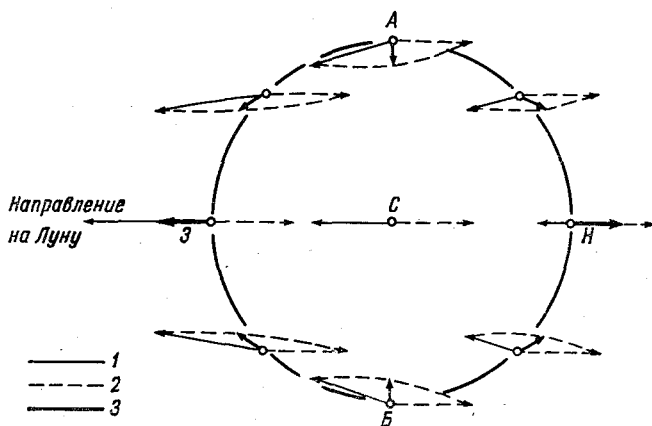


Рис. 34. Приливообразующие силы Луны.

1 — сила тяготения, 2 — центробежная, 3 — равнодействующая.

совпадает с линией, соединяющей центры Земли и Луны, но направлена в противоположную от Луны сторону (рис. 34). При этом каждая точка на Земле проходит тот же путь, что и центр Земли, так как рассматривается не вращение, а обращение вокруг общего с Луной центра тяжести. В центре Земли центробежная сила равна силе притяжения, но противоположна ей по направлению, что обеспечивает равновесие системы Земля—Луна. Сила же притяжения Луной каждой частицы урвонной поверхности зависит от расстояния ее от центра Луны. Кроме того, эта сила будет иметь для каждой точки свое направление — к центру Луны. Равнодействующая переменных сил притяжения Луны и центробежных, возникающих от обращения системы Земля—Луна в каждой точке, представляет приливообразующую силу. В разных точках Земли она различна по величине и направлению и имеет наибольшее значение

в точках З (зенита) и Н (надира) на рис. 34. Приливные смещения вод Мирового океана возникают вследствие разности притяжений частиц Луной в различных точках и в центре Земли.

Первое научное объяснение явления приливов было дано в 1687 г. Ньютоном, который, используя свой закон всемирного тяготения и три закона механики, приложил их к исследованию движения трех тел в пространстве. Он нашел выражение для сил притяжения, центробежных от обращения систем Земля—Луна, Земля—Солнце и дал физическое толкование силе, возбуждающей приливные движения на Земле.

§ 66. Основы статической теории приливов

Статическая теория, разработанная Ньютоном и дополненная Бернулли и Маклореном (1738 г.), исходила из предположений: а) океан покрывает земной шар слоем одинаковой глубины, б) во всякий момент времени уровенная поверхность находится в состоянии равновесия под действием приливообразующих сил и силы тяжести. Ньютон дал выражение для потенциала приливообразующей силы Луны в виде

$$V_{\text{л}} = \frac{3}{2} \cdot \frac{KM_{\text{л}}^2}{r^3} \left(\cos^2 Z_1 - \frac{1}{3} \right), \quad (78)$$

где M — масса Луны; ρ — средний радиус Земли; r — расстояние от центра Земли до центра Луны; K — постоянная тяготения; Z_1 — угол между направлениями на Луну и точку на поверхности Земли, приведенный к центру Земли, называемый зенитным расстоянием Луны. Аналогичное выражение можно записать и для потенциала приливообразующей силы Солнца.

Статическая теория дала выражение для высоты уровня прилива

$$h = \frac{V}{g}, \quad (79)$$

где V — потенциал приливообразующих сил, представляющий собой работу, совершаемую против силы тяжести при поднятии уровня на высоту h .

Если учесть значения силы тяжести и потенциала приливообразующих сил, то это выражение для единичной массы принимает вид

$$h = \frac{3}{2} \cdot \frac{M_{\text{л}}^4}{E r^3} \left(\cos^2 Z_1 - \frac{1}{3} \right), \quad (80)$$

так как

$$g = \frac{KE}{\rho^2}, \quad (81)$$

где E — масса Земли; остальные величины сохраняют те же значения.

Исследование этого выражения показало, что под действием приливообразующей силы Луны уровенная поверхность представ-

ляет собой эллипсоид вращения, большая ось которого направлена к центру Луны (или Солнца, если рассматривается его влияние).

Суммарный лунно-солнечный прилив представляет собой наложение лунного и солнечного приливных эллипсоидов. На основании этих заключений статическая теория дала объяснение неравенствам в явлении приливов.

Фазовое неравенство возникает вследствие того, что в дни сизигий, когда светила кульминируют одновременно, большие оси лунного и солнечного приливных эллипсоидов совпадают, поэтому гребень суммарного лунно-солнечного прилива стоит выше, а подошва ниже, приливы имеют большую величину. В дни квадратур, когда направления осей эллипсоидов на Луну и Солнце образуют угол 90° , солнечный прилив совпадает с лунным отливом — гребень суммарного прилива стоит ниже, а подошва выше, по величине приливные колебания наименьшие (см. рис. 32).

Тропическое неравенство связано с тем, что приливный эллипсоид всегда направлен большей осью в сторону светила, поэтому при большом склонении Луны он несимметричен относительно оси суточного вращения Земли. Вследствие этого первая полная вода (см. рис. 33) в точке Z выше, чем вторая в точке Z_1 , и промежутки ZZ_2 , а также Z_2Z_1 не равны, так как отрезок ZZ_2 больше четверти окружности, а Z_2Z_1 меньше. Поэтому, для данной параллели после первой полной воды малая наступает позже чем через 6 ч 12,5 мин, а после малой вода вторая полная наступит раньше.

Параллактическое неравенство легко объяснить, исходя из основного уравнения статической теории (80), если учесть, что высота уровня обратно пропорциональна расстоянию от центра Земли до центра светила в третьей степени.

Несмотря на недостатки статической теории, как, например, допущение существования статического равновесия уровенной поверхности, а также некоторые несоответствия между теоретическими и реальными значениями характеристик приливов, их неравенствами и др., статическая теория послужила основой для дальнейшего развития учения о приливах. Она верно показала природу приливообразующей силы и объяснила основные закономерности явления.

В дальнейшем Лапласом была разработана динамическая теория приливов, Томсоном (Кельвином) — теория гармонического анализа, положенные в основу расчетов и предсказания приливов.

§ 67. Динамическая теория приливов

В 1775 г. Лапласом была разработана теория, которая объяснила сложную природу приливов как волновых колебаний. Эти колебания представляют собой систему длинных вынужденных и свободных волн, распространяющихся в Мировом океане под действием приливообразующих сил. Так как приливообразующие силы периодически меняются в соответствии с астрономическими условиями, то и вызванные ими колебания имеют периодический ха-

ракти. Для исследования приливных движений Лаплас использовал принципы гидромеханики: а) вынужденных колебаний и б) наложения малых колебаний. Применительно к приливам он их сформулировал следующим образом: а) период колебания уровня моря равен периоду внешней действующей силы, б) если одновременно действует несколько сил, то каждое вызванное ими колебание можно рассматривать отдельно, а общий результат как сумму составляющих колебаний. Преобразовав выражение потенциала приливообразующих сил (78) путем разложения в ряд периодических членов величины косинуса зенитного расстояния светила ($\cos^2 Z$), Лаплас получил уравнение, которое содержало члены, характеризующие колебания долгого периода (полумесечные и годовые), суточного и полусуточного. Для того чтобы можно было это уравнение использовать для расчета высоты уровня в реальных условиях, он ввел коэффициенты пропорциональности между амплитудами сил и вызванными ими колебаниями и показал смещения фаз этих колебаний относительно фаз силы. В общем виде уравнение Лапласа для лунного прилива представляется так:

$$h_d = \frac{1}{6} H [(1 - 3 \sin^2 d)(1 - 3 \sin^2 \theta) + p_1 H \sin 2\theta \sin 2d \cos(A - \xi_1) + p_2 H \cos^2 \theta \cos^2 d \cos 2(A - \xi_2)]. \quad (82)$$

В этом выражении $\theta = 90^\circ - \varphi$ — дополнение до широты места; $d = 90^\circ - \delta$ — дополнение до склонения Луны; A — часовой угол Луны¹, $H = \frac{3}{2} \cdot \frac{M}{E} \left(\frac{\rho}{r} \right)^3 \rho$ — амплитуда колебаний лунной составляющей приливообразующей силы; p_1 и p_2 — коэффициенты пропорциональности между амплитудами сил и колебаниями уровня; $A - \xi_1$ и $A - \xi_2$ — разность колебаний и фаз сил (их часовых углов). Эти величины определяются из непосредственных наблюдений.

Аналогичное выражение записывается и для солнечного прилива. Первый член в уравнении (82) выражает долгопериодные колебания, связанные с изменением склонений светил, второй — суточные, так как содержит величину A — часового угла, меняющегося в течение суток, и третий член — полусуточные колебания, так как содержит $\cos 2A$. Это уравнение положило начало методам расчета и предсказания приливов.

Кроме разработки метода расчета приливных колебаний. Лаплас впервые записал уравнения движения приливных волн на вращающейся Земле. В этих уравнениях впервые были введены компоненты горизонтальной скорости смещения частиц, вертикальные их колебания в виде статического и динамического отклонений уровня, глубина океана, изменения широты, долготы и другие параметры. Это уравнение Лапласа широко используется при исследовании приливных волн, распространяющихся в океанах и морях

¹ Часовой угол светила A — сферический угол при полюсе мира между полуденной частью меридиана наблюдателя и меридианом светила.

реальной формы и глубины. Оно положено в основу современных численных методов расчета приливов. Таким образом, динамическая теория приливов Лапласа послужила основой для исследования динамики приливных волн, методов расчета и предсказания приливов.

Дальнейшее развитие теория приливов получила в работах Эри (1842 г.), который рассмотрел движение приливных волн в каналах, различно ориентированных по поверхности Земли. Он использовал уравнения движения Лапласа применительно к узким длинным каналам, простирающимся по экватору, параллелям и вдоль меридианов. По «каналовой» теории Эри, в каналах, ориентированных по параллелям, возникают поступательные волны, а в узких меридиональных каналах — стоячие. В природных условиях имеет место сочетание волн различного типа в зависимости от гидродинамических и физико-географических условий их возникновения, взаимодействия и деформации.

Эри показал роль трения о дно при распространении волн в прибрежной зоне, заливах, эстуариях и устьях рек. Заключение Эри о распространении приливных волн в каналах с учетом трения используются при изучении приливов и приливных течений в реках и теперь.

§ 68. Понятие о гармоническом анализе приливов

В 1867 г. У. Томсоном (Кельвином) была опубликована теория гармонического анализа приливов, которая дала метод предвычисления высот уровня на любой срок.

Томсон увеличил число членов в уравнении Лапласа с тем, чтобы охватить все многообразие сложного явления приливов. Он преобразовал выражение потенциала приливообразующих сил, заменив одни астрономические факторы другими таким образом, чтобы все входящие величины были постоянными (const) или изменяющимися во времени $[f(t)]$. В результате каждый из членов ряда его уравнения описывал гармоническое колебание различного периода, соответствующее периодическим изменениям отдельных составляющих приливообразующей силы.

Сложное периодическое колебание уровня Томсон предложил разложить на ряд элементарных косинусоид (волн), каждая из которых выражается уравнением

$$y = R \cos(qt - \xi), \quad (83)$$

где R — амплитуда волны; ξ — ее начальная фаза; q — частота, т. е. угловая скорость, равная $\frac{2\pi}{T}$; T — период волны; t — местное время.

В задачу гармонического анализа приливов входит: а) разложение сложной кривой хода уровня, полученной из наблюдений, на ряд составляющих косинусоид; б) определение амплитуды колеба-

ний R и фазы ξ для каждой из этих составляющих волн; в) корректирование амплитуды R редуktionным множителем f , который приводит ее значение на средние астрономические условия. Тогда $R \cdot \frac{1}{f} = H$ будет представлять собой среднюю амплитуду элементарной волны (косинусоиды). Фазу следует также привести к начальному астрономическому аргументу $\xi + (v_0 + u) = k^\circ$. Величины H и k° носят название гармонических постоянных, используя которые, можно предвычислять ежечасные высоты уровня на любой срок вперед и рассчитывать все элементы прилива. Для каждого данного пункта они будут постоянными, но от места к месту могут различаться. Практическая сторона применения теории гармонического анализа Томсона была разработана в виде расчетного метода Г. Дарвином и усовершенствована А. Дудсоном. В зависимости от точности, с которой необходимо вести предвычисление и расчет всех характеристик прилива, необходимо иметь в распоряжении тридцати- или пятнадцатисуточные ряды ежечасных непосредственных наблюдений за колебаниями уровня. В первом случае получают гармонические постоянные $H_{\text{см}}$ и k° для 11—12 составляющих, во втором — для восьми волн.

Расчет ежечасных высот уровня ведется по уравнению

$$h_t = A_0 + \sum f_i H_i \cos [q_i t + (v_0 + u)_i - k_i], \quad (84)$$

где h_t — высота уровня на каждый час суток; H_i и k_i — гармонические постоянные отдельных составляющих волн прилива; q_i — их угловые скорости; f_i и $(v_0 + u)$ — редуktionные множители и начальные астрономические части фаз каждой волны; t — текущее время; A_0 — средний суточный уровень.

Для выявления долгопериодных (полумесечных, полугодовых, годовых, девяти- и девятнадцатилетних) приливных колебаний требуются годовые и многолетние ряды наблюдений. Эти колебания проявляются в периодических изменениях характеристик водных масс, изменениях среднего уровня Мирового океана, колебаниях ледовитости и других крупномасштабных процессах.

Гармонический анализ до настоящего времени представляет собой основной метод расчета и предсказания приливов, поэтому для его совершенствования разработаны различные варианты и схемы расчета H и k . В 1936 г. английские ученые Дудсон и Варбург разработали метод расчета гармонических постоянных из короткого ряда наблюдений (суточного и двухсуточного циклов). Советским исследователем А. И. Дуваниным усовершенствован и дополнен вариант расчета гармонических постоянных из двухсуточного цикла наблюдений; предложены формулы и расчетные схемы для вычисления важнейших характеристик приливов и приливных течений.

Гармонические постоянные представляют собой основные параметры, учитывающие местные особенности приливных колебаний, поэтому сведения о них публикуются различными странами

в специальных таблицах приливов. В настоящее время имеются данные о гармонических постоянных для многих портов побережий Атлантического, Индийского, Тихого и Северного Ледовитого океанов. Слабо освещены океанические острова и побережье Антарктиды, для которых еще нет систематических рядов непосредственных наблюдений.

§ 69. Таблицы приливов. Карты приливов

Для обеспечения запросов мореплавания, портостроения и других прикладных задач в большинстве стран ежегодно на год вперед издаются специальные таблицы сведений о приливах в различных пунктах побережья. В СССР таблицы приливов издаются Главным управлением гидрометеорологической службы СССР. Отечественные таблицы приливов приводят сведения о высотах и времени наступления полных и малых вод в основных портах вдоль берегов северной части Атлантического океана, морей Европейской территории СССР, северной части Тихого океана и морей Азиатской территории СССР. Кроме того, в таблицах приливов приводятся специальные поправки для расчета элементов прилива, т. е. высот и времени наступления полных и малых вод, в дополнительных пунктах. Отдельными томами на русском языке выпускаются таблицы приливов для зарубежных портов Атлантического, Индийского и Тихого океанов. В таблицах, кроме сведений о полных и малых водах, публикуются гармонические постоянные, значения средних суточных уровней, типовая характеристика их и другие вспомогательные материалы.

Подготовка ежегодных таблиц приливов требует большой вычислительной работы, поэтому А. И. Дуваниным разработан и усовершенствован метод расчета исходных данных о приливах в основных портах и предложен новый вариант таблиц приливов постоянного действия. Высоты уровней в отечественных таблицах приливов приводятся в превышениях над нулем глубин. За нуль глубин на морях СССР, где величина прилива равна или превышает 50 см, принимается теоретический нуль глубин (ТНГ), т. е. наинизший возможный уровень по астрономическим причинам. Он вычисляется различными способами с использованием гармонических постоянных¹.

Таблицы приливов издаются в Англии, Японии, США и других странах. Это одно из важнейших пособий для мореплавателей.

Кроме таблиц, издаются атласы приливов, содержащие карты высот уровня на каждый час относительно кульминации Луны или момента полной воды в ближайшем основном порту. В атласах помещаются иногда котидальные карты, представляющие собой систему изолиний одновременного наступления полной воды в про-

¹ В морях, где величина прилива меньше 50 см или приливные колебания почти не возникают, за нуль глубин принимается средний многолетний уровень.

странстве. Эти карты позволяют судить о направлении движения приливных волн, влиянии рельефа дна и интерференции волн, идущих с разных направлений. Котидальные карты, а также карты изогипс (линий равной высоты прилива), изоамплитуд и изофаз составляются и самостоятельно для отдельных морей, океанов и Мирового океана в целом. Для расчета этих карт используются сведения о гармонических постоянных береговых и островных пунктов.

§ 70. Роль конфигурации берегов и рельефа дна.

Приливы в устьях рек. Приливные течения

Явление приливов сильно усложняется под влиянием конфигурации берегов и рельефа дна. При входе в узкие заливы энергия прилива на входном, большем сечении передается меньшим сечениям, что приводит к росту величины прилива. Теоретические исследования показали, что в этом случае величина прилива возрастает обратно пропорционально некоторой степени глубины и ширины канала.

Так, например, если ширина канала при неизменной глубине уменьшается в 10 раз, то величина прилива возрастает почти в 3 раза, а при постоянной ширине канала, но при уменьшении глубины также в 10 раз величина прилива возрастает почти в 2 раза. При дальнейшем распространении приливной волны в заливе она достигает берегов, отражается от них и из поступательной волны преобразовывается в стоячую с величиной, в 2 раза большей величины падающей волны. Если при этом период возможных свободных колебаний совпадает или становится кратным периоду приливной волны, пришедшей в залив, то происходит гидравлический резонанс и сложение волн приводит к значительному росту величины прилива.

Примерами таких больших приливов могут служить приливы, наблюдающиеся, как упоминалось, в зал. Фанди у восточных берегов Северной Америки, а также в Пенжинском заливе Охотского моря, в Мезенском заливе Белого моря и др. Так, в зал. Фанди величина сизигийного прилива достигает 16 м, в Пенжинском 12,9 м, в Мезенском заливе 10 м.

Приливные волны, входя в устья рек, распространяются вверх по течению. Расстояние, на которое может распространиться приливная волна, зависит от уклона дна реки, ее ширины, глубины и скорости течения. На Амазонке приливы заметны на расстоянии 1400 км от устья, на р. Св. Лаврентия — в 700 км, причем в 560 км от устья, в Квебеке, величина прилива достигает 4,6 м. В Европе приливы наблюдаются на реках Эльбе, Гаронне, Луаре, Сене, Темзе, Северне и др. На наших северных реках приливы распространяются: по Северной Двине на 120 км, по Индиге на 46 км, по Печоре на 85 км, по Хатанге на 300 км от устья.

Приливы в реках значительно отличаются от приливов на морях. Под влиянием мелководья, уклона дна и течения прилив-

ная волна распространяется вверх по реке, постепенно уменьшая скорость. Вместе с тем создается большая разность между скоростями движения гребня и подошвы волны, так как гребень идет против течения реки, а подошва — по течению. В результате этой разности расстояние между гребнем и предшествующей подошвой постепенно уменьшается, время падения становится больше, чем время роста. Так, например, в устье Гаронны время роста прилива равно 6 ч 10 мин, падения — 6 ч 8 мин; в Кастете же, на расстоянии 149 км от устья, эти же промежутки времени равны 2 ч 10 мин и 10 ч 3 мин.

Сближение гребня и подошвы приливной волны при продвижении вверх по течению приводит к явлению, известному под названием бор, или маскарэ. Передний склон приливной волны становится очень крутым, почти вертикальным. Такая волна идет вверх по реке в виде вала высотой больше 1 м. На отдельных мелких местах вал рассыпается пенистым гребнем, иногда с сильным шумом. Сильный бор наблюдается на р. Цань-Тань-цзянь (зал. Ханчжоу-вань). Здесь высота бора достигает в сизигию 3,4 м, скорость его передвижения 4,6 м/с. В Южной Америке на Амазонке бор (здесь он называется поророка) распространяется на 300 км от устья¹ и достигает высоты 3,5—4,5 м. Во Франции маскарэ наблюдается на многих реках — Шаранте, Орне, Сене и др. Очень интересное явление имеет место на р. Сент-Джон, впадающей в зал. Фанди. В устье реки высота полной воды достигает почти 6 м. На небольшом расстоянии вверх от устья река пронесит свои воды в узком русле, проложенном в скалистом ущелье. Выше ущелья русло вновь расширяется. Между полной и малой водой приливное течение распространяется вверх по течению реки. Перед сужением уровень поднимается настолько сильно и быстро, что на реке образуется водопад, направленный против течения реки. Во время отлива массы воды, скопившиеся выше сужения, не успевают достаточно быстро спуститься вниз по течению, уровень воды значительно повышается и вода падает вниз по течению.

Во время прилива морская вода, обладающая большей плотностью, а следовательно, и более тяжелая, чем речная, идет по дну, пока речное течение не преодолет прилив. На Эльбе следы морской воды отмечены на расстоянии 47 км от устья.

Для определения скорости распространения приливной волны в реке применяется формула

$$c = \sqrt{g \left(H \pm \frac{A}{2} \right)} - v, \quad (85)$$

где H — глубина; A — величина прилива; v — скорость речного течения. Знак плюс относится к гребню, минус — к подошве.

¹ Обычно бор распространяется на несколько километров и бывает только во время сизигийных приливов.

Приливные течения — это горизонтально-орбитальное движение вод, периодически изменяющих направление и скорость под влиянием приливообразующих сил Луны и Солнца. Основные элементы их — скорость, фаза и направление максимального приливного и отливного течений, аналогичные полной и малой водам приливных колебаний уровня. По типу их разделяют на возвратно-поступательные (реверсивные) и круговые (вращательные), по периоду изменчивости — на полусуточные, суточные и четвертьсуточные. По характеру выделяют правильные и неправильные, т. е. смешанные приливные течения. У полусуточных реверсивных приливных течений 2 раза за 24 ч 50 мин наблюдаются два максимальных по скорости приливных и отливных течения. У суточных имеют место одно максимальное приливное и одно отливное течения за тот же период. Вдали от берегов приливные течения имеют незначительные скорости, в прибрежных районах, особенно в проливах, заливах, в устьевых участках, они достигают огромных скоростей, от 3 до 12 узлов, и распространяются почти до дна.

Возвратно-поступательные течения характерны для узкостей, проливов, заливов, устьев рек. Они отличаются отсутствием постепенной смены направления и периодическим изменением скорости, которая, возрастая, достигает максимума, затем начинает постепенно падать, становится почти равной нулю в момент смены направления приливного или отливного течения на обратное. Затем весь цикл изменений скорости повторяется. Течения вращательного типа наблюдаются главным образом вдали от берегов, где движение не стеснено близлежащими берегами, однако они могут встречаться и в прибрежной полосе. Такие течения непрерывно изменяются по направлению (по часовой стрелке или против), но мало меняются по скорости, которая не уменьшается до нулевого значения.

В приливных течениях, так же как и в колебаниях уровня, проявляются фазовое (полумесечное), тропическое и параллактическое неравенства.

В природных условиях приливные течения, обладающие большими скоростями, возбуждают приливное перемешивание, которое в мелководных проливах, таких, как Горло Белого моря, Карские Ворота и др., распространяется до дна, и выравнивают по вертикали температуру, соленость, содержание кислорода и другие характеристики вод.

В глубоководных проливах приливное перемешивание распространяется на значительные глубины и способствует турбулентному обмену вод. Турбулентные движения, возникающие в приливном потоке, оказывают большое влияние на формирование стратификации вод, на распределение микроэлементов, органических и неорганических примесей, радиоактивных элементов и различных взвесей. Приливные течения периодически создают сжатия и разрежения льдов.

§ 71. Происхождение морских течений и их классификация

Поступательные горизонтальные движения водных масс, связанные с перемещением значительных объемов воды на большие расстояния, называют течениями. Течения возникают под действием различных факторов, таких, как ветер (т. е. трение и давление движущихся воздушных масс на водную поверхность), изменения в распределении атмосферного давления, неравномерность в распределении плотности морской воды (т. е. горизонтальный градиент давления вод различной плотности на одинаковых глубинах), приливообразующие силы Луны и Солнца. На характер движения масс воды существенное влияние оказывают также вторичные силы, которые сами не вызывают его, а проявляются лишь при наличии движения. К этим силам относятся сила, возникающая благодаря вращению Земли — сила Кориолиса, центробежные силы, трение вод о дно и берега материков, внутреннее трение. Большое влияние на морские течения оказывают распределение суши и моря, рельеф дна и очертания берегов. Классифицируют течения главным образом по происхождению. В зависимости от сил, их возбуждающих, течения объединяют в четыре группы: 1) фрикционные (ветровые и дрейфовые), 2) градиентно-гравитационные, 3) приливные, 4) инерционные.

Течения, возникающие при участии сил трения, — это ветровые течения, вызванные временными и непродолжительными ветрами, и дрейфовые, вызванные установившимися, действующими длительное время ветрами. В ветровых течениях не создается наклона уровня, дрейфовые же течения приводят к наклону уровня и появлению градиента давления, которые определяют возникновение в прибрежных районах глубинного градиентного течения.

Градиентно-гравитационные течения возникают вследствие наклона физической поверхности моря, вызванного различными факторами, — это плотностные, бароградиентные и стоковые течения. Первые создаются горизонтальным градиентом плотности, возникающим вследствие перераспределения поля плотности. Бароградиентные течения вызываются изменениями в распределении атмосферного давления, которые приводят к наклону уровня в областях повышенного давления и повышению его в области пониженного давления. Стоковые течения создаются в результате наклона поверхности моря, вызванного притоком береговых вод, атмосферными осадками, испарением, притоком вод из другого бассейна или оттоком вод в другие районы. Наконец, могут возникать компенсационные течения вследствие нарушения равновесия за счет убыли или оттока вод из одного бассейна в другой под влиянием сгонно-нагонной циркуляции и других факторов.

Приливные течения возникают под действием приливообразующих сил Луны и Солнца (см. стр. 147).

Инерционные течения — это остаточные течения, наблюдающиеся после прекращения действия всех возбуждающих движущих факторов. На частицы воды в инерционных течениях действуют только две уравновешивающие одна другую силы — Кориолиса и центробежная. В результате путь частицы, обладающей горизонтальной скоростью, под влиянием силы Кориолиса представляет собой круг инерции радиусом

$$r = \frac{u}{2\omega \sin \varphi} \quad (86)$$

и периодом

$$T_p = \frac{\pi}{\omega \sin \varphi}, \quad (87)$$

где u — скорость движения частицы; r — радиус круга инерции; T_p — период, в течение которого описывается круг радиусом r ; он равен половине маятниковых суток. На полюсе ($\varphi = 90^\circ$) T_p равен 12 ч, на широте $\varphi = 30^\circ$ — 24 ч и на экваторе бесконечен.

Воздействие сил внутреннего трения, турбулентности и др. приводит к разрыву орбит и формированию сложных траекторий с преобладанием обращения частиц воды по часовой стрелке в северном и против часовой стрелки в южном полушарии. Инерционные течения наблюдались в Балтийском море, в Черном, Средиземном и др.

Течения подразделяются по степени устойчивости, расположению, физико-химическим свойствам, характеру движения.

По устойчивости выделяют постоянные, периодические и временные (случайные) течения. Постоянные — это течения, сохраняющие средние значения скорости и направления длительное время. Они заметно изменяют свои характеристики от сезона к сезону, но почти не изменяют их от года к году. К ним относятся Гольфстрим, Куроисио, пассатные и др.

Периодические — течения, меняющие свои элементы во времени с определенным периодом (муссонные, приливные).

Временные течения возникают под влиянием временных интенсивных ветров, резких внезапных изменений давления атмосферы, выпадения осадков.

По расположению выделяют течения поверхностные, глубинные, придонные, прибрежные, открытого моря.

По физико-химическим свойствам течения могут быть теплые, холодные, опресненные, осолоненные, нейтральные. Влияние теплых и холодных течений на ход многих физических явлений, особенно на климат Земли, огромно. Подразделение течений по физико-химическим свойствам относительно. Теплые и осолоненные течения имеют температуру и соленость выше, чем местные, окружающие их воды, холодные и опресненные — ниже.

По характеру движения течения подразделяют на прямолинейные, криволинейные, циклонические и антициклонические.

В природных условиях не существует течения какого-либо одного происхождения, а имеет место комплексный поток, сочетаю-

щий одновременно различные типы течений. Этот реальный поток создается одновременным действием нескольких сил, роль которых в его формировании различна.

§ 72. Течения, возникающие при участии сил трения

Физические условия возникновения и развития дрейфовых течений, исследовались многими учеными, но основы теории этих течений были заложены Экманом в 1903—1905 гг. Предполагая море бесконечно глубоким, однородным по плотности (гомогенным), ве-

тер установившимся по направлению и скорости, он использовал уравнения движения вязкой жидкости и математически решил задачу о возникновении поверхностного течения под влиянием трения при наличии отклоняющей силы вращения Земли (силы Кориолиса).

Основные положения теории Экмана можно сформулировать следующим образом.

1. Ветер, создавая тангенциальное трение между воздухом и водой и давление на наветренные склоны волн, приводит в движение поверхностные слои воды. Энергия этого движения передается нижележащим слоям силами внутреннего трения. В своем движении нижележащие слои отстают от поверхностных, вследствие чего появляются различия в скорости внутри потока, т. е. наличие градиентов скорости.

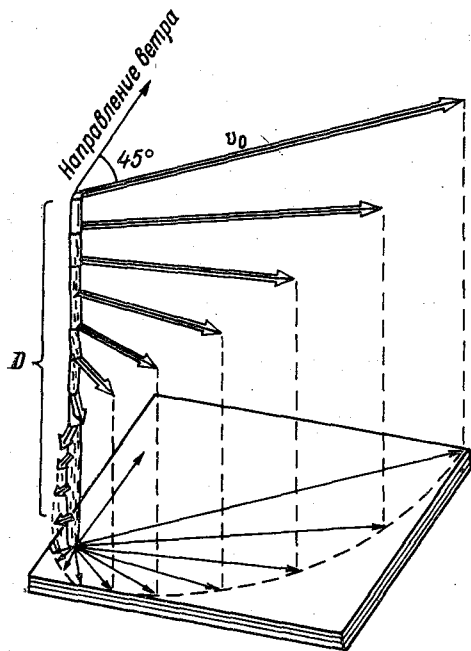


Рис. 35. Изменение скорости и направления дрейфового течения с глубиной.

2. Скорость поверхностного течения v_0 пропорциональна тангенциальному трению τ и обратно пропорциональна синусу широты места и коэффициенту внутреннего трения μ :

$$v_0 = \frac{\tau_0}{\sqrt{2\mu\rho \sin \varphi}}, \quad (88)$$

где μ — коэффициент внутреннего трения; ρ — плотность воды; ω — угловая скорость вращения Земли; φ — широта места.

3. Под воздействием силы Кориолиса течение отклоняется от направления ветра вправо в северном и влево в южном полушарии; угол отклонения течения от ветра на поверхности равен 45° .

4. По мере проникновения течения в толщу воды вектор скорости, все более поворачивая вправо (в северном полушарии), на некоторой глубине становится противоположным вектору поверхностного течения (рис. 35). Величина скорости течения при этом убывает в геометрической прогрессии при возрастании глубины в арифметической. Глубину, на которой течение направлено противоположно поверхностному, Экман назвал глубиной трения, которая определяется формулой

$$D = \pi \sqrt{\frac{\mu}{\rho \omega \sin \varphi}}. \quad (89)$$

Так как угловая скорость вращения Земли величина постоянная, а плотность можно принять равной единице, то можно сделать вывод, что глубина трения зависит от коэффициента вязкости μ и широты места φ (рис. 35). Коэффициент вязкости μ имеет большое значение для оценки динамического состояния среды. Определив из наблюдений глубину трения, т. е. горизонт с противоположно направленным течением малой скорости, можно из выражения (89) получить значение μ .

В работе Экмана рассмотрены и другие вопросы, в частности показано, что важнейшим условием в режиме течений, вызванных ветром, служит отношение глубины моря H к глубине трения D .

Так, на горизонте $z=D$ скорость $v_z = -\frac{1}{23} v_0$, при $z=2D$ $v_z = -\frac{1}{535} v_0$ (где v_0 — скорость течения на поверхности моря). Угол отклонения поверхностного течения от направления ветра α также изменяется в зависимости от величины отношения H/D (табл. 20).

Таблица 20

Угол отклонения поверхностного течения от направления ветра
при различном значении величин H/D

H/D	0,10	0,25	0,50	0,75	1,0	1,5
α°	0—5	21,5	45	45,5	45	45

Если море имеет глубину меньше глубины трения, то угол α изменяется от 0—5 до 45°. Причем наблюдениями установлено, что при малых глубинах и при определенном направлении ветра относительно очертаний берега моря он может иметь и левое, и правое отклонения.

Для расчета скорости поверхностного, вызванного ветром течения на протяжении многих лет применялись эмпирические формулы, связывающие скорость ветра и скорость течения. Наиболее распространена формула

$$v_0 = \frac{A}{V \sin \varphi} V, \quad (90)$$

где v_0 — скорость течения на поверхности в см/с; A — ветровой коэффициент, полученный для умеренных и сильных ветров (равен 0,0127), $A = \frac{v_0}{V}$; V — скорость ветра в м/с.

Путем статистической обработки непосредственных наблюдений для отдельных пунктов определяется и угол отклонения течения от направления ветра α .

В последние годы для решения различных задач по исследованию течений, возбуждаемых ветром, действующая сила задается в виде поля тангенциального напряжения ветра на поверхности моря. Рассчитывается осредненное за определенный промежуток времени поле ветра или поле давления, по данным которого получают касательное напряжение. Составляющие касательного напряжения ветра T_x и T_y определяются по формулам:

$$T_{x\text{ ср}} = k |V_{\text{ср}}| U_{\text{ср}}, \quad (91)$$

$$T_{y\text{ ср}} = k |V_{\text{ср}}| V_{\text{ср}}, \quad (92)$$

где $k = \rho c$; ρ — плотность воздуха; c — коэффициент трения между воздухом и водой; U и V — компоненты вектора скорости по осям координат X и Y ; $|V_{\text{ср}}|$ — модуль вектора скорости ветра. Все компоненты ветра и их осреднение за принятый период рассчитывают по синоптическим картам.

Экман вычислил также полный поток от поверхности до больших глубин по всему слою моря, охваченному течением, и показал, что он направлен перпендикулярно направлению ветра (в северном полушарии вправо). Полный поток равен

$$S = \frac{v_0 D}{\pi \sqrt{2}}, \quad (93)$$

где v_0 — скорость поверхностного течения; D — глубина трения.

Кроме того, в этой теории была дана оценка движения при конечной глубине моря и рассмотрены течения в береговой зоне в зависимости от угла между направлением берега и направлением ветра. В подобных случаях возникают сгонно-нагонная циркуляция и глубинные градиентные течения.

В прибрежной зоне у приглубого прямолинейного берега толща воды разбивается как бы на три слоя (рис. 36). Поверхностный слой ограничен глубиной трения D со скоростью v , изменяющейся так, как показано на рис. 35. В нем векторно складываются поверхностное и дрейфовое течения. Нижний слой от дна до глубины D' носит название придонного. Здесь трение о дно играет в какой-то мере ту же роль, что и тангенциальное трение на поверхности. От дна до глубины D' направление и скорость изменяются. Между слоями D и D' располагается глубинное градиентное течение, которое движется с постоянной скоростью V_T вдоль берега перпендикулярно градиенту давления.

Теория дрейфовых течений Экмана имеет ограничения, так как она построена для однородного ветра, однородного моря, без

учета горизонтального бокового трения между потоком и берегом или между потоками, движущимися с разных направлений.

В области дальнейшего развития теории морских течений за последние десятилетия сделан значительный шаг вперед. Большое значение имели работы советского ученого В. Б. Штокмана, который впервые в 1946 г. предложил модель осредненного по глубине стационарного переноса вод в неоднородном по плотности океане, обусловленного действием ветра и турбулентного бокового обмена. Эта и другие теории позволили подойти к объяснению крупномасштабной горизонтальной циркуляции и некоторых особенностей в режиме течений Мирового океана. Теоретические модели океанической циркуляции, предложенные современными исследователями, учитывают распределение касательного напряжения ветра, изменения параметра Кориолиса с широтой, глубины моря и пространственное распределение плотности.

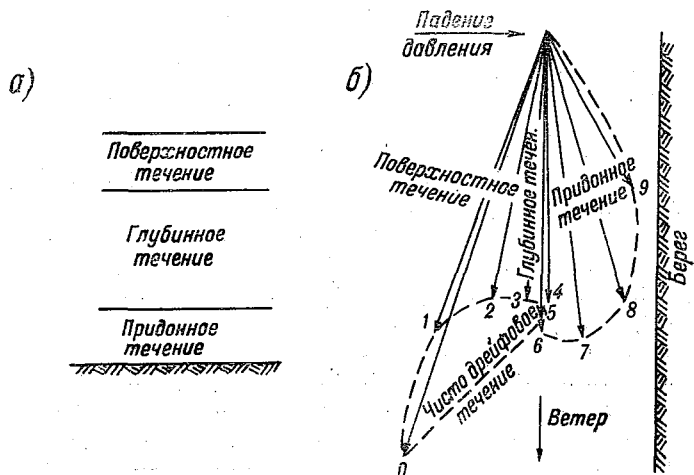


Рис. 36. Циркуляция воды под действием ветра у приглубого отвесного берега.

а — расположение слоев воды, б — годографы скорости течения.

Достигнуты определенные успехи в расчете поля течения по полю ветра, поверхностных и глубинных течений с учетом изменений поля плотности. Однако недостаточное знание реальных параметров (например, коэффициента вязкости) не позволяет проблему ветровых течений считать решенной. Поэтому наряду с теоретическими расчетами поля течений для решения прикладных задач до последнего времени широко используются полуэмпирические методы.

§ 73. Градиентные течения (плотностные)

Для оценки динамического состояния среды рассматриваются три системы поверхностей: эквипотенциальные — поверхности равного потенциала силы тяжести, изобарические — равного гидроста-

тического давления и изостерические — равного удельного объема. При отсутствии движения эти поверхности параллельны друг другу и характеризуют среду, называемую баротропной. Наклон и пересечение изостер и изобар свидетельствуют о наличии движения. Чем больше наклон изостер к изобарам, тем интенсивнее движение (среда называется бароклинной). Обе эти системы поверхностей наклонены к эквипотенциальным, которые всегда горизонтальны. Как показано Н. Н. Зубовым, при возникновении установившихся морских течений плотностные, стоковые силы и трение обуславливают наклон изобарических поверхностей, по направлению течения (продольный наклон). Силы же Кориолиса и центробежная создают поперечный наклон изобарических поверхностей (на разрезе поперек течения). Этот наклон уровня поперек течения определяется формулой

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{k}{g} = \frac{2\omega c \sin \varphi}{g}, \quad (94)$$

где угловая скорость вращения Земли ω и сила тяжести g — величины постоянные; c — скорость течения; φ — географическая широта.

На гидрологических разрезах, выполненных на ограниченных участках моря, можно принимать среднюю географическую широту, поэтому наклон уровня зависит главным образом от скорости течения и прямо пропорционален ей. Если скорость течения увеличивается, то и наклон изобар увеличивается. В природных условиях при существующих скоростях течений углы наклона изобарических поверхностей весьма малы. Однако даже малый наклон изобар влечет за собой значительный наклон изостерических поверхностей. Разность наклона изобар, вызываемая разностью скоростей движения отдельных слоев, создает наклон изостер, свидетельствующих об интенсивности движения. Для расчета плотностных течений Н. Н. Зубовым предложен упрощенный вывод, положенный в основу динамического метода обработки океанологических наблюдений.

При изучении установившихся течений следует иметь в виду, что основная роль в их развитии принадлежит горизонтальным составляющим действующих сил. Вертикальные же составляющие сил исчезающе малы по сравнению с силой тяжести. Глубина, на которой плотностные течения отсутствуют или пренебрежимо малы, может рассматриваться как нулевая изобарическая поверхность, относительно которой можно рассматривать движение. Любая изобарическая поверхность располагается перпендикулярно равнодействующей всех сил, действующих на частицы воды.

Рассмотрим две изобарические поверхности (рис. 37 а), из которых p_0 совпадает с поверхностью моря, а p — с глубиной, на которой плотностные течения отсутствуют или весьма незначительны, поэтому она параллельна эквипотенциальной поверхности. В результате охлаждения или нагревания произошло изменение удельного объема, вследствие чего уровенная поверхность и нижележащие

изобары наклоняются под углом β . Удельный вес воды справа больше (плотность меньше), слева плотность — больше, т. е. удельный вес меньше. Следовательно, расстояние между изобарами p_0 и p справа больше, а слева меньше ($H_M > H_N$).

На рис. 37 а проведен ряд эквипотенциальных поверхностей: $D_1, D_2, D_3, \dots, D_6$, пересекающих изобарическую поверхность p_0 . Рассмотрим частицу m , взятую на поверхности p_0 и находящуюся под действием двух основных сил: силы тяжести g , направленной по отвесу (перпендикулярно эквипотенциальной поверхности), и силы

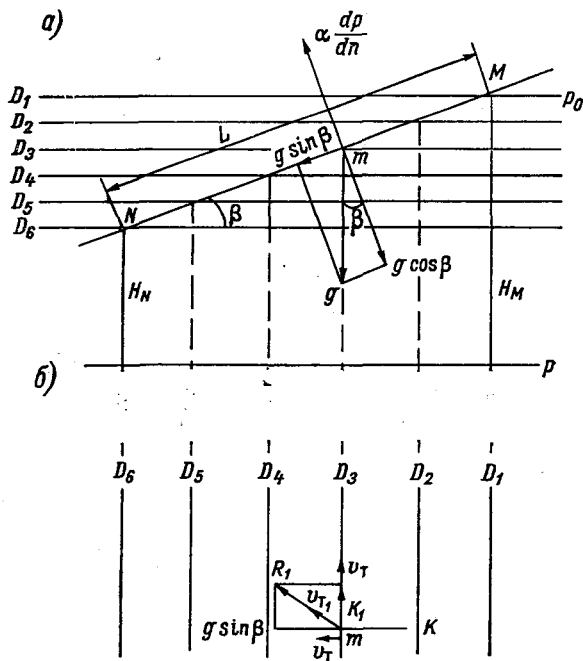


Рис. 37. К выводу формулы для расчета плотностных течений.

а — вертикальное сечение, б — план.

градиента гидростатического давления $\alpha \frac{dp}{dn}$, направленной вверх по нормали к изобарической поверхности p_0 .

Вектор силы тяжести разложен на две составляющие: вдоль изобарической поверхности ($g \sin \beta$) и по нормали к ней ($g \cos \beta$). Вторая составляющая уравнивается градиентом гидростатического давления, а первая оказывается неуравновешенной. Частица m будет перемещаться вдоль изобары p_0 под действием этой составляющей в сторону наклона уровня. Как только возникает движение, появляется отклоняющая сила вращения Земли K , пропорциональная скорости движения и направленная под углом 90° (в северном полушарии) вправо к направлению движения частицы.

В результате частица начнет перемещаться по направлению равнодействующей R_1 двух этих сил со скоростью v_t (рис. 37 б). С изменением направления движения изменится и направление отклоняющей силы вращения Земли, что вызовет поворот вектора течения v_t вправо в направлении равнодействующей R . Этот поворот будет продолжаться до тех пор, пока вектор течения не окажется перпендикулярным силе $g \sin \beta$, т. е. до того момента, когда отклоняющая сила вращения Земли будет уравновешена составляющей силы тяжести $g \sin \beta$. Возникает динамическое равновесие, для которого сумма действующих сил должна быть равна нулю:

$$g \sin \beta = K = 2\omega v_t \sin \varphi. \quad (95)$$

Отсюда

$$v_t = \frac{g \sin \beta}{2\omega \sin \varphi}. \quad (96)$$

Из рис. 37 следует, что

$$\sin \beta = \frac{H_M - H_N}{L}, \quad (97)$$

где L — расстояние между гидрологических станциями (вертикалями).

Тогда скорость течения v_t равна

$$v_t = \frac{gH_M - gH_N}{2\omega L \sin \varphi}. \quad (98)$$

Произведения gH_M и gH_N , равные разности значений потенциала силы тяжести на изобарических поверхностях p и p_0 в точках M и N , называют динамической высотой изобарической поверхности p_0 относительно изобары p , принятой за нулевую поверхность. Обозначив $gH_M = d_M$ и $gH_N = d_N$, можно записать основную формулу для расчета скорости плотностных течений

$$v_t = \frac{d_M - d_N}{2\omega L \sin \varphi}, \quad (99)$$

или

$$v_t = \frac{\Delta d}{2\omega L \sin \varphi}, \quad (100)$$

где Δd — разность динамических высот.

Динамическая высота характеризует работу, затрачиваемую на перемещение единицы массы воды по вертикали против силы тяжести от изобарической поверхности p к p_0 . При перемещении единицы массы воды на высоту 0,102 м при ускорении силы тяжести $9,81 \text{ м/с}^2$ совершаемая работа равна динамическому дециметру. Величина, в 10 раз большая, называется динамическим метром, а в десять раз меньшая — динамическим сантиметром. При вычислении скорости течений динамическим методом пользуются динамическими миллиметрами, равными одной сотой динамического дециметра.

Формула (100) справедлива при условии, что на глубине залегания изобарической поверхности p течение отсутствует. Если же изобара p имеет наклон и течение на этой глубине заметно, то можно рассчитать не абсолютную, а относительную скорость между нижней изобарой p и поверхностью моря по формуле

$$v_0 - v_1 = \frac{\Delta d}{2\omega L \sin \varphi}. \quad (101)$$

Динамический метод дает вполне удовлетворительные результаты при условии, если течение устойчиво по направлению и скорости, глубина моря велика, что позволяет выбрать глубину, соответствующую нулевой изобарической поверхности. Гидрологические разрезы должны быть выполнены перпендикулярно направлению исследуемого течения и по возможности за короткий промежуток времени (синхронно). Основные этапы динамической обработки состоят из вычисления по температуре и солености удельных объемов для каждого горизонта всех гидрологических станций и расчета динамических высот и глубин по формуле

$$d = \int_{p_0}^p \alpha dp = \sum_{p_0}^p \bar{\alpha} dp = d, \quad (102)$$

где $\bar{\alpha}$ — значение среднего удельного объема слоя толщиной dp .

Суммирование от поверхности p_0 до нулевой изобары p дает динамическую глубину, а от p до p_0 ($\sum_p^{p_0} \bar{\alpha} dp$) — динамическую высоту, значения которых на станциях используют для расчета характеристик течений. Динамические высоты, полученные для всех станций, принятых к обработке, наносят на бланковую карту, на которой проводят динамические горизонталы, представляющие собой схему динамической топографии.

Таким образом, динамический метод обработки океанологических наблюдений позволяет рассчитывать значения динамических глубин и высот, скорость течения между станциями, среднюю скорость разреза, расход воды, переносимой течением, и обобщать результаты вычислений в виде карт динамической топографии. Для выполнения всех расчетов динамическим методом в «Океанологических таблицах» приводятся вспомогательные таблицы и формулы (табл. 11, 15—19).

§ 74. Общая схема течений в Мировом океане

Общая схема течений в Мировом океане формируется главным образом под влиянием сложных процессов взаимодействия океана и атмосферы. Важнейшая причина движения воздушных и водных масс — неравномерное распределение солнечной радиации по поверхности Земли. Различие в количествах тепла, получаемого в низких и высоких широтах, создает различия в плотности и

приводит к образованию плотностных воздушных и морских течений. Под влиянием атмосферной циркуляции возникают ветровые и дрейфовые течения, которые сочетаются с плотностными и периодическими приливными. На рис. 38 приводится общая схема течений Мирового океана, составленная В. Н. Степановым на основе существовавшей схемы А. Гумбольдта с учетом новейших данных. Эта схема характеризуется наличием антициклонических и циклонических круговоротов в северном и южном полушариях и сменяющих друг друга малых циркуляций по часовой и против часовой стрелки.

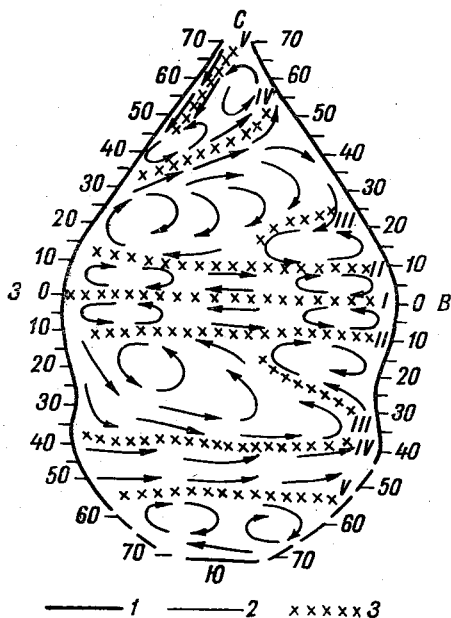


Рис. 38. Общая схема циркуляции поверхностных вод Мирового океана.

1 — береговая линия; 2 — основные направления переноса вод; 3 — главные океанологические фронты: I — экваториальный; II — тропический, III — субарктический, IV — субполярный, V — полярный.

К северу и югу от экватора под влиянием пассатов формируется система северных и южных пассатных течений, направленных с востока на запад, и экваториальных противотечений. Эти потоки на рис. 38 представляют собой сложную систему, ограниченную северным и южным тропическими фронтами и местными циклоническими и антициклоническими циркуляциями, расположенными к северу и югу от экватора. Сложная структура пассатов, их поперечная неравномерность, а также взаимодействие пассатных течений с водами поверхностного и глубинного водообмена определяют основные черты течений приэкваториальной зоны. От пассатных течений, которые переносят значительные массы воды и создают нагон ее у восточных берегов материков, отделяются ветви течений, направленные на восток и северо-восток под влиянием циркуляции атмосферы, изменений рельефа дна и вращения Земли. Далее эти ветви поворачивают на юг в северном и на север в южном полушарии, замыкая круговорот между 10 и 40° с. ш. и 10 и 40° ю. ш. В северном полушарии течение внутри круговорота направлено по часовой, в южном — против часовой стрелки. В северном полушарии на широтах 40—45° от крупномасштабного круговорота отделяются ветви, замыкающие циркуляцию умеренных широт против часовой стрелки; в южном полушарии циклонический круговорот, ограниченный субантарктическим фронтом, не отделяет второго антициклонического круговорота, как в северном полушарии. Здесь под действием устойчивых западных ветров

между 40—45 и 60° ю. ш. возникает течение, идущее на восток, называемое Западным дрейфом, навстречу которому на запад вдоль берегов Антарктиды проходит циркумполярное прибрежное течение. Между этими потоками возникают местные циркуляции вод по часовой стрелке.

Описанная схема течений в Мировом океане тесно связана со схемой циркуляции атмосферы, расположением барических максимумов и минимумов и распределением плотности вод Мирового океана. Она является приближенной, так как местные физико-географические условия значительно видоизменяют ее.

На рис. 38 намечены зоны раздела водных масс различного происхождения, переносимых течениями, называемые фронтами.

Зоны сходимости течений называют конвергенциями, а расходимости — дивергенциями. В зонах конвергенции происходит опускание поверхностных вод, а в зонах дивергенции — подъем вод с глубин. Последние более четко выражены у берегов континентов, как, например, Перуанское течение в Тихом океане (вдоль берегов Чили и Перу) и др. На рис. 39 приводится система течений в Мировом океане (см. вкладку).

Большое влияние на течения оказывают материки и рельеф дна. Проходя вдоль материков, течения огибают полуострова, мысы и выступы и, отходя от берега, меняют направление. Течения, идущие вдоль берегов, сопровождаются противотечениями в заливах и застойных зонах водоемов (например, Камчатское течение). Если течение направлено нормально к берегу, то вблизи него оно разветвляется на два потока, идущих вдоль берега в противоположных направлениях. Как показал В. Б. Штокман, в поперечных сечениях мелководных морей возникают противотечения, причем не только под влиянием поперечной неравномерности ветра, но и в результате переменной глубины моря. Противотечения увеличиваются с возрастанием глубины, поэтому они более интенсивны над желобами дна мелководных морей.

Особое значение в водообмене Мирового океана имеют опускание и подъем глубинных вод, связанные с конвективными и динамическими процессами. Из полярных областей более плотные антарктические и арктические воды опускаясь переносятся глубинными течениями по направлению к экватору. Воды низких широт, как, например, переносимые Северным Атлантическим течением (см. рис. 39), поступая в Арктический бассейн в виде ветви Шпицбергенского течения, опускаются на глубину вследствие повышения плотности. Они переносятся вдоль материкового склона на восток теплым промежуточным течением, ветви которого отделяются в арктические моря, следуя с севера на юг по глубоководным желобам.

В общей циркуляции вод велика роль глубинных тропико-экваториальных течений, таких, как, экваториальное подповерхностное течения Ломоносова в Атлантическом океане и Кромвелла в Тихом. Течение Ломоносова прослеживается вдоль экватора от устья Амазонки до гринвичского меридиана на протяжении 2600 миль и представляет собой двухслойный поток толщиной от 25 до 210 м.

Верхний слой — это трансформированные высокосолёные воды антициклональных круговоротов северной и южной Атлантики, нижний (примерно со 115 до 210 м) представлен субтропическими трансформированными водами южной тропической зоны. Воды этого течения, высокосолёные, богатые кислородом, фосфатами и другими элементами, перемещаются со скоростью 90—115 см/с и располагаются в термоклине.

Мощное подповерхностное экваториальное противотечение Кромвелла в Тихом океане пересекает его с запада на восток от 132° в. д. до 92° з. д. Оно имеет ширину до 240 миль в слое от 45 до 200 м и более и достигает скоростей более 60 см/с.

§ 75. Течения в морях

Течения в морях формируются под влиянием тех же факторов, которые возбуждают океаническую циркуляцию. Однако местные физико-географические условия, особенности рельефа дна и водообмен с соседними морями или океаном определяют региональные особенности течений в морях. В средиземных и окраинных морях формирование течений происходит различно. Например, течения в Норвежском, Гренландском и Баренцевом морях, входящие в систему течений Северного Ледовитого океана, тесно связаны и с течениями Атлантического океана, а также с атмосферными процессами, господствующими над акваторией этого района.

В морях, соединённых с океаном или с другими морями узкими проливами, вследствие различия в плотности воды возникают градиентные течения. Эти течения характерны для системы Атлантический океан—Средиземное—Мраморное—Чёрное моря, где поверхностные течения усиливаются ещё и воздействием ветров.

В Балтийском море поверхностное течение, вызванное обильным притоком речных вод, в зависимости от направления ветров усиливается или ослабевает. При преобладании ветров с юго-запада наблюдается круговорот вод против часовой стрелки: вдоль южных берегов на восток, вдоль восточных на север. Течения Чёрного и Азовского морей связаны с господствующими здесь ветрами.

Весьма распространены в морях стоковые и сточные течения. Дрейфовое Карибское течение приносит большое количество воды в Мексиканский залив, куда вливается обильный сток Миссисипи. Избыток вод в этом заливе создает мощное сточное Флоридское течение через одноименный пролив. Обь-Енисейское течение в Карском море, Ленское — в море Лаптевых представляют собой типичные стоковые течения, возникающие в результате стока огромных масс вод рек Сибири — Оби, Енисея и Лены.

В морях, где развиты приливные явления, обычно хорошо выражены приливные течения, иногда преобладающие над всеми остальными. Так, например, интенсивные приливные течения наблюдаются в Белом море, в Японском, Охотском, Северном и др.

§ 76. Влияние течений на режим океанов и морей и на климат Земли

Циркуляция вод Мирового океана определяет обмен количеством вещества, тепла и механической энергии между океаном и атмосферой, поверхностными и глубинными, тропическими и полярными водами. Морские течения переносят большие массы воды из одних областей в другие, часто весьма в отдаленные районы. Течения нарушают широтную зональность в распределении температуры. Во всех трех океанах — Атлантическом, Индийском и Тихом — под влиянием течений возникают температурные аномалии: положительные аномалии связаны с переносом теплых вод от экватора в более высокие широты течениями, имеющими близкое к меридиональному направление; отрицательные аномалии вызваны противоположно направленными (от высоких широт к экватору) холодными течениями. Отрицательные аномалии температуры усиливаются, кроме того, подъемом глубинных вод у западных берегов континентов, вызванным сгонами вод пассатными ветрами.

Влияние течений сказывается не только на величине и распределении средних годовых значений температуры, но и на ее годовых амплитудах. Это особенно отчетливо проявляется в районах соприкосновения теплых и холодных течений, там, где границы их смещаются в течение года, как, например, в Атлантическом океане в районе соприкосновения Гольфстрима и Лабрадорского течений, в Тихом океане в районе соприкосновения течений Куроиси и Курильского (Ойяиси).

Течения оказывают влияние на распределение и других океанологических характеристик: солености, содержания кислорода, биогенных веществ, цвета, прозрачности и др. Распределение этих характеристик оказывает огромное влияние на развитие биологических процессов, растительный и животный мир морей и океанов. Изменчивость морских течений во времени и пространстве, смещение их фронтальных зон влияют на биологическую продуктивность океанов и морей.

Большое влияние оказывают течения на климат Земли. Например, в тропических областях, где преобладает восточный перенос, на западных берегах океанов наблюдаются значительные облачность, осадки, влажность, а у восточных, где ветры дуют с материков, — относительно сухой климат. Течения существенно влияют на распределение давления и циркуляцию атмосферы. Над осями теплых течений, как, например, Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Куроиси, Северо-Тихоокеанское, движутся серии циклонов, которые определяют погодные условия прибрежных районов материков. Теплое Северо-Атлантическое течение благоприятствует усилению исландского минимума давления, а следовательно, и интенсивной циклонической деятельности в Северной Атлантике, Северном и Балтийском морях. Аналогично влияние Куроиси на область алеутского минимума давления в северо-восточном районе Тихого океана.

С теплыми течениями, проникающими в высокие широты, связана циклоническая циркуляция атмосферы, что способствует выпадению обильных атмосферных осадков. Над холодными течениями, напротив, развиваются отроги высокого давления, что вызывает уменьшение количества осадков.

В районах встречи теплых и холодных течений часто отмечаются туманы и сплошная облачность.

Там, где теплые течения глубоко проникают в умеренные и приполярные широты, их влияние на климат сказывается особенно ярко. Хорошо известно смягчающее влияние Гольфстрима, Северо-Атлантического течения и его ветвей на климат Европы, течения Куроисио — на климатические условия северной части Тихого океана. Следует отметить большее значение в этом отношении Северо-Атлантического течения, чем Куроисио, так как Северо-Атлантическое течение проникает почти на 40° севернее Куроисио.

Резкие различия в климате создаются в том случае, если берега континентов или океанов омываются холодными и теплыми течениями. Так, например, восточное побережье Канады находится под влиянием холодного Лабрадорского течения, западное же побережье Европы омывается теплыми водами Северо-Атлантического течения. В результате в зоне между 55 и 70° с. ш. продолжительность безморозного периода на побережье Канады менее 60 дней, на европейском — 150—210 дней. Ярким примером воздействия течений на климатические и погодные условия служит Чилийско-Перуанское холодное течение, температура вод которого на 8 — 10° ниже окружающих вод Тихого океана. Над холодными водами этого течения воздушные массы, охлаждаясь, образуют сплошной покров слоисто-кучевых облаков, в результате на побережье Чили и Перу наблюдаются сплошная облачность и отсутствие осадков. Юго-восточный пассат создает в этом районе сгон, т. е. отход от берега поверхностных вод и подъем холодных глубинных вод. Когда побережье Перу находится только под воздействием этого холодного течения, этот период характеризуется отсутствием тропических штормов, дождей и гроз, а летом, особенно при усилении идущего навстречу теплого прибрежного течения Эль-Ниньо, здесь наблюдаются тропические штормы, разрушительной силы грозы, ливни, размывающие почву, жилые постройки, дамбы, насыпи.

Пульсации океанических течений, меандрирование и смещение их осей к югу или северу оказывают существенное влияние на климат прибрежных районов. Одновременными наблюдениями за распределением температуры в пределах таких крупномасштабных потоков, как Гольфстрим и Куроисио, обнаружены извилины (меандры), имеющие волнообразный характер. Они напоминают меандры рек (см. стр. 325) и в виде сгущения изотерм в оси главного потока перемещаются вместе с течением. Например, смещение оси Куроисио к югу и северу достигает 350 миль между 34 и 40° с. ш. Положение фронтов Куроисио—Ойяисио, Гольфстрим—Лабрадорское и других течений испытывает полумесячные, месячные, полугодо-

вые, годовые и многолетние колебания. В связи с этим наблюдаются колебания климатологических и метеорологических факторов на побережьях близлежащих материков. Погодные условия Японии связывают с колебаниями фронта Кюрюсио, климатические условия Курильской гряды, о. Хоккайдо и севера о. Хонсю находятся под влиянием холодного течения Ойясио.

ГЛАВА 17. ВОДНЫЕ МАССЫ МИРОВОГО ОКЕАНА

§ 77. Понятие о водных массах

Одна из важнейших задач в изучении гидрологических условий океанов и морей — установление основных и второстепенных водных масс, их структуры, взаимодействия друг с другом и географического распределения. Достаточно большие объемы воды, сформированные в данных физико-географических условиях в определенные отрезки времени и отличающиеся характерными физическими, химическими и биологическими свойствами, называют водными массами. Комплекс этих характеристических свойств отражает процесс формирования той или иной водной массы.

В учение о водных массах значительный вклад внесен многими исследователями: Б. Гелланд-Ганzenом, А. Дефантом, Б. В. Штокманом, Н. Н. Зубовым, В. К. Агеноровым, А. Д. Добровольским и др. Гелланд-Ганzenом был предложен весьма плодотворный метод t , S -кривых для анализа перемешивания и трансформации вод, теория которого в дальнейшем была разработана В. Б. Штокманом. Понятие об однородных объемах вод с характерными физико-химическими свойствами было впервые введено Дефантом, который разделил Мировой океан на океанические тропосферу и стратосферу.

Н. Н. Зубов показал основные особенности формирования водных масс океанов и водных масс морей и выделил восемь видов водных масс в Атлантическом океане на основе анализа распределения температуры, солености, содержания кислорода и расположения вод по глубине и в пространстве.

В. К. Агеноров предложил подразделять водные массы на первого рода, у которых градиент гидрологических характеристик не изменяется в пространстве и близок к нулю, и второго рода с градиентом, не равным нулю, но постоянным.

Значительный вклад в изучение водных масс внесен А. Д. Добровольским, предложившим более строгое определение водных масс, фронтальных областей, фронтальных зон и обобщившим основные вопросы проблемы структуры водных масс Мирового океана. Водные массы формируются главным образом в поверхностных слоях Мирового океана под влиянием климатических условий, процессов термического и динамического взаимодействия океана и атмосферы. В Мировом океане — от поверхности до больших глубин — непрерывно идет созидание и уничтожение градиентов океанологи-

ческих характеристик, главным образом в результате процессов перемешивания. В формировании водных масс основная роль принадлежит конвективному перемешиванию, которое, так же как и другие типы вертикального обмена, завершается образованием однородной водной массы. Течениями водные массы переносятся в другие районы, где, соприкасаясь с водами иного происхождения, трансформируются, особенно по периферии. При взаимодействии вод различного происхождения образуются промежуточные водные массы. Границы между водами, резко различающимися по своим

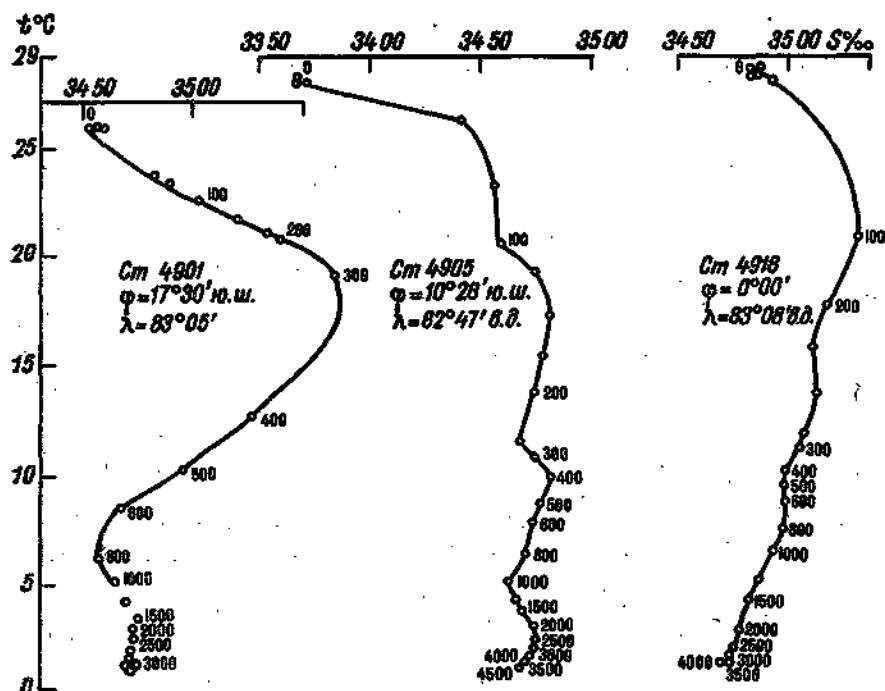


Рис. 40. t, S -кривые, по данным 33-го рейса «Витязя». Январь 1961 г.

характеристикам при больших их градиентах, называются океанологическими фронтами. Различают первичные, или основные водные массы, сформированные в поверхностных слоях, и вторичные, возникающие во фронтальных зонах в результате взаимодействия двух или нескольких водных масс.

Для изучения и анализа водных масс используются следующие их характеристики: температура, соленость, содержание кислорода, оптические свойства, биологические показатели и др.

Существует несколько методов выделения и анализа водных масс, которые излагаются в специальной океанологической литературе. Простейшим и наиболее распространенным является метод t, S -кривых и t, S -диаграмм. Сущность этого метода заключается

в том, что соотношение между температурой и соленостью рассматривается в виде функциональной связи $t=f(S)$. Эта функция не имеет физического смысла, так как температура от солености не зависит, но она имеет большой географический смысл. В каждом районе океана под влиянием физико-географических условий, главным образом теплового и водного балансов, формируется определенная температура и определенная соленость, т. е. они связаны с действием общей внешней причины, поэтому связь имеет существенное географическое значение. Тем не менее соотношение $t-S$ можно рассматривать с позиций аналитической геометрии, как это сделал Штокман, создавший теорию t, S -кривых. t, S -диаграмма представляет собой график, на котором по оси абсцисс разбита шкала солености, а по оси ординат—шкала температуры. На графике проводят линии одинаковой плотности (σ_t) или удельного объема (V_t). t, S -диаграмма позволяет теоретически изучать связь температура—соленость—плотность (или удельный объем). С другой стороны, t, S -диаграмма служит номограммой для определения плотности (или удельного объема) по температуре и солености, для расчетов конвекции, условий появления льда и т. п. Для построения t, S -кривой по осям t и S наносят точки по парам температура—соленость, наблюдаемым на каждом горизонте гидрологической станции. Около каждой точки проставляются горизонты, на которых наблюдались данные температура и соленость. Все точки соединяются плавной линией, которая называется t, S -кривой. Такие кривые рисуют связь, существующую между t и S по вертикали (рис. 40). Прямолинейные участки t, S -кривой соответствуют слоям, в которых температура и соленость есть результат смешения водных масс в вертикальном направлении. Для случая смешения трех водных масс кривые изображаются тремя отрезками, причем закругленная часть кривой соответствует промежуточной водной массе.

Для выделения водных масс и их границ, кроме t, S -кривых, привлекаются графики вертикального распределения температуры, солености, содержания кислорода, биологических и других показателей; учитывают распределение вертикальной устойчивости и коэффициентов вертикального обмена. Когда установлены основные типы вод, можно проследить процесс взаимодействия между ними.

§ 78. Водные массы океанов

По аналогии с атмосферой в Мировом океане водные массы объединяют в две группы. Поверхностная зона, ограниченная глубиной распространения вертикальной конвекции, для которой характерно наиболее активное развитие процессов обмена энергией и количеством вещества с атмосферой—это океаническая тропосфера. Глубинные и донные холодные воды, относительно однородные, заполняющие область больших глубин, называют

океанической стратосферой. Это подразделение условно и применимо для тропико-экваториальных и умеренных областей.

Из высоких широт холодные опресненные воды течениями перемещаются в направлении к экватору. Встречаясь с теплыми тропическими водами, они погружаются в глубины вследствие более высокой плотности (из-за низкой температуры). Опускание и взаимодействие теплых (в субтропических зонах) и холодных вод приводит к формированию промежуточных, глубинных и придонных водных масс. В пределах всего Мирового океана встречаются эти четыре основных типа водных масс: поверхностные, промежуточные, глубинные и придонные. Несмотря на то что к поверхностным водам относится слой толщиной всего 200—250 м, им принадлежит основная роль в формировании промежуточных, глубинных и придонных вод. Каждая из этих водных масс отличается местными, региональными особенностями. В соответствии с зональным изменением физико-географических и климатических условий поверхностные водные массы, так же как и остальные типы, можно подразделить на экваториальные, тропические южные и северные, субполярные и полярные, включающие арктические и антарктические воды.

Экваториальные поверхностные воды отличаются наивысшей в открытых районах океана температурой, пониженной соленостью и плотностью, а также сложной системой циркуляции.

Тропическим водам свойственна повышенная соленость, высокая температура и опускание их в центральных областях антициклонических круговоротов. Эти теплые воды высокой солености перемещаются в направлении к экватору и умеренным широтам.

Субполярные поверхностные водные массы располагаются между тропическими и полярными областями. Для них типично большое разнообразие характеристик, связанное с различными условиями их формирования в Тихом и Атлантическом океанах и в субантарктической области. В северном полушарии субарктические поверхностные воды наибольшее распространение имеют в Тихом океане; в Атлантическом они встречаются лишь на крайнем северо-западе, так как по всей акватории между тропической и полярной зонами распространяются трансформированные тропические воды. В южном полушарии поверхностная субантарктическая вода располагается между антарктическим и субантарктическим фронтами. Ей свойственно уменьшение температуры и солености в направлении к южной ее границе, т. е. антарктическому фронту. На всем пространстве между этими фронтами (см. рис. 38) происходит опускание водных масс, которые затем распространяются в промежуточных глубинах в направлении к экватору.

Полярные арктические и антарктические холодные воды с низкой температурой ($-1,2$, $-1,5^{\circ}\text{C}$) и соленостью 32,50—34,60‰ формируются севернее арктического фронта и южнее антарктического.

Под поверхностными водными массами располагаются промежуточные, верхняя граница которых залегает на горизонтах 300—

500 м, а нижняя между 1000 и 1200 м. Толщина промежуточных водных масс в разных районах Мирового океана различна, от 600—800 до 1200—1400 м. Максимальной она оказывается в полярных областях и в центральных областях антициклонических круговоротов, где преобладает опускание вод. В экваториальной зоне, где происходит поднятие вод, толщина промежуточных водных масс уменьшается до 900 м, а в районе циклонических круговоротов — до 600—800 м. Промежуточные водные массы также подразделяются на полярные и субполярные арктические и антарктические, промежуточные северотихоокеанские, североатлантические и промежуточные североиндийские, различающиеся по термогалинным свойствам. Формирование и распределение промежуточных водных масс связано с опусканием поверхностных и подъемом глубинных вод. Основная масса субполярных промежуточных вод формируется в результате опускания поверхностных водных масс между антарктическим и субантарктическим фронтами, а также к северу от субантарктического фронта в Тихом океане (см. рис. 38). Общий перенос этих промежуточных вод направлен от субполярных фронтов к экватору. Субантарктические воды в Атлантическом океане распространяются до 20° с. ш., в Индийском — до 5—10° ю. ш., а в Тихом океане — до экватора, куда проникают с севера и субарктические промежуточные воды.

Глубинные воды Мирового океана отличаются большой однородностью, но вместе с тем все типы этих вод имеют свои характерные черты. Формируются глубинные воды главным образом в высоких широтах в результате смешения поверхностных и промежуточных вод в областях циклонических круговоротов, расположенных вблизи материков. К основным очагам образования глубинных вод относятся северо-западные районы Тихого, Атлантического океанов и районы Антарктиды. Они располагаются между промежуточными и придонными водами. Толщина этих вод в среднем 2000—2500 м. Она максимальна (до 3000 м) в экваториальной зоне и в районе субантарктических котловин.

Придонные воды образуются, так же как и другие типы водных масс, в результате опускания вышележащих вод, взаимодействия и трансформации их главным образом в высоких широтах. На характеристики придонных вод оказывает влияние расчлененность подводного рельефа. В среднем толщина придонных вод 1000—1500 м, кроме глубоководных желобов (впадин), где глубина превосходит 6000 м. Скорость горизонтального и вертикального переносов убывает в направлении от поверхностной к придонной зоне в 5—10 раз и более. Большое значение в динамике водных масс имеет горизонтальный и особенно меридиональный перенос глубинных и придонных вод.

Как показано В. Н. Степановым, величина вертикальных составляющих скорости течений в среднем по всему Мировому океану от наибольших значений (нескольких тысячных сантиметров в секунду) в поверхностной зоне уменьшается (до нескольких десятитысячных сантиметров в секунду) в глубинной и придонной зонах,

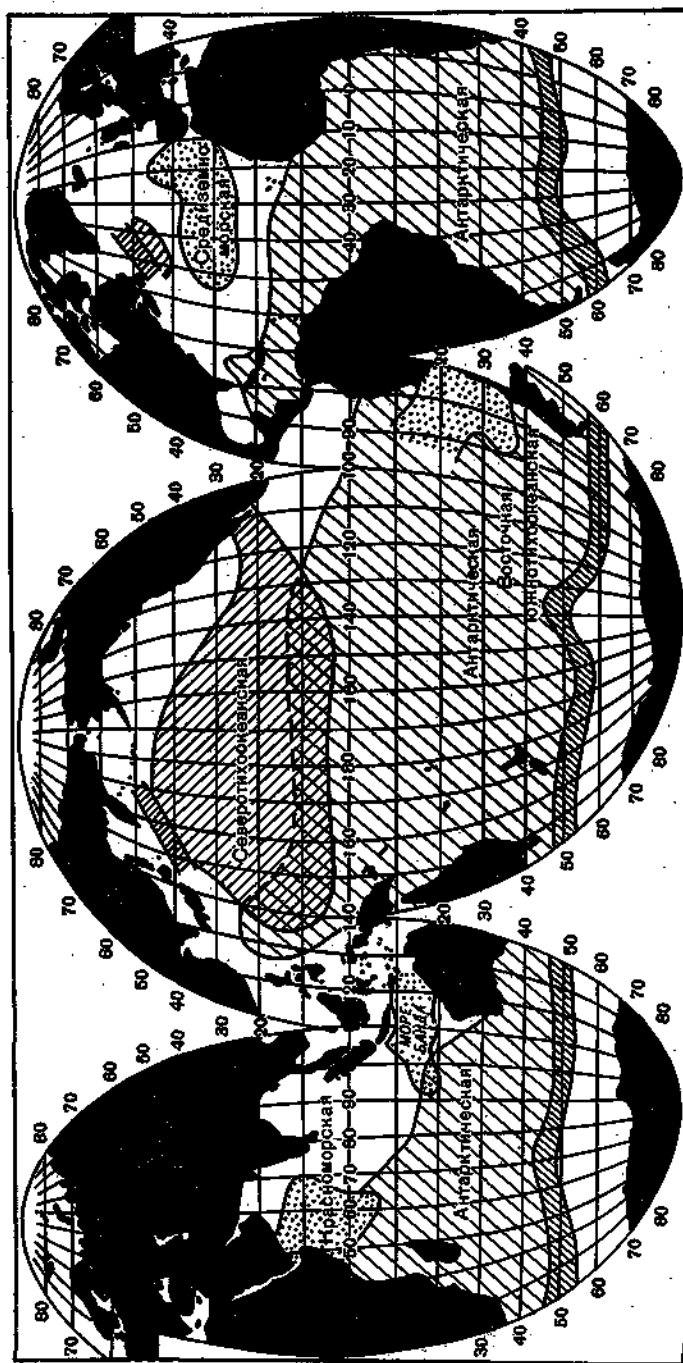


Рис. 41. Схема распространения промежуточных вод Мирового океана.

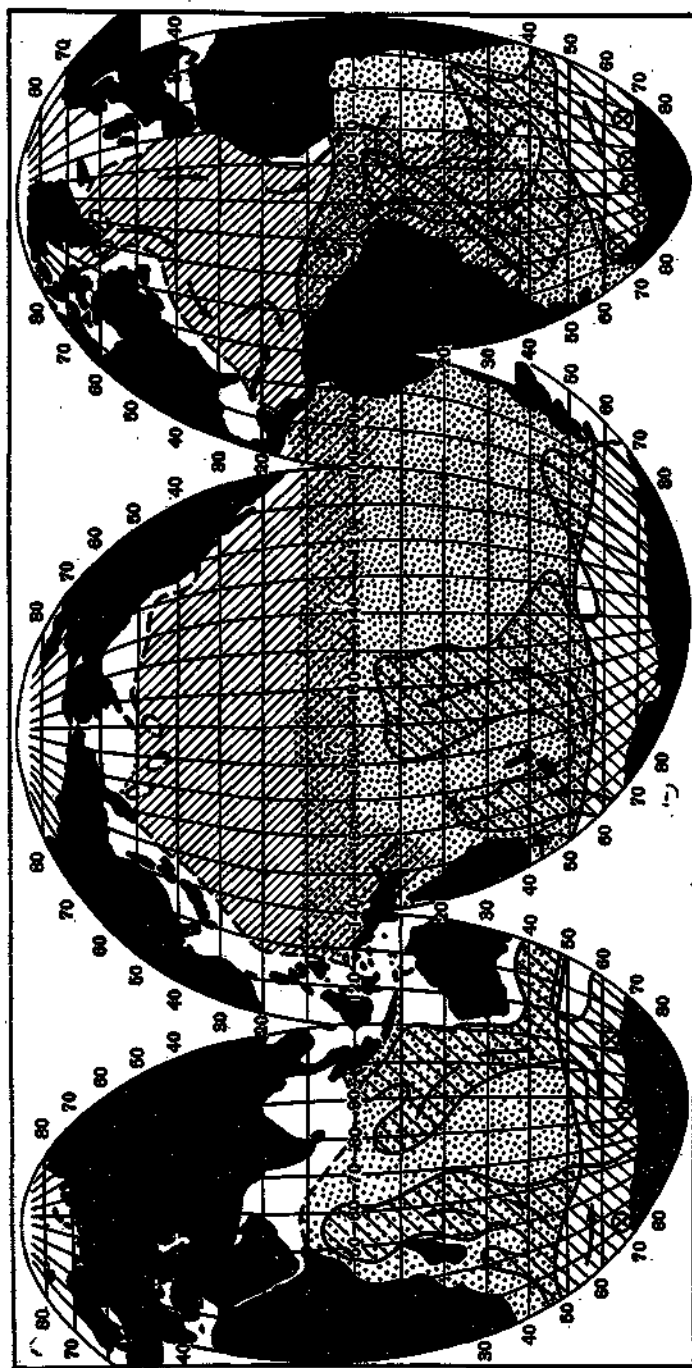


Рис. 42. Схема распространения стратосферных (глубинных и придонных) водных масс Мирового океана.
 1 — остатки формирования, 2 — глубинные и придонные водные массы Северной Атлантики и Северной Пацифики, 3 — антарктическая придонная водная масса, 4 — южные глубинные водные массы всех трех океанов.

незначительно изменяясь в широтном направлении. Исключение представляют две области, где вертикальные составляющие скорости течений значительно увеличиваются, — это в субантарктических широтах ($40-50^\circ$ ю. ш.) за счет интенсивного опускания промежуточных вод и в более южном районе ($55-65^\circ$ ю. ш.) в связи с подъемом глубинных и придонных вод.

Горизонтальные составляющие течений имеют большие различия. Так, например, в поверхностной зоне приэкваториальной области они в среднем по всему Мировому океану достигают 35 см/с. С увеличением широты скорость меридионального переноса постепенно уменьшается до $1-2$ см/с на широте $40-50^\circ$, увеличиваясь до $10-20$ см/с в субполярных районах. В промежуточной зоне они заметно уменьшаются, от нескольких десятых сантиметра до $5-8$ см/с. В глубинной и придонной зонах преобладают скорости от $0,2$ до $0,8-1$ см/с. В межширотном и вертикальном обмене количеством вещества и энергии первостепенная роль принадлежит водам глубинной зоны вследствие их больших пространственных размеров. Для придонных вод характерно преобладание меридионального переноса, правда, со скоростью, несколько меньшей, чем у вышележащих глубинных вод. Вертикальные же составляющие скорости движения придонных вод превосходят скорости глубинных на две-три единицы. Так, например, на 70° ю. ш. вертикальная составляющая придонного течения $4 \cdot 10^{-4}$ см/с, глубинного $1 \cdot 10^{-4}$ см/с, на экваторе — $5 \cdot 10^{-4}$ у придонного и $2 \cdot 10^{-4}$ см/с у глубинного течений. Это связано с наличием придонного конвективного обмена за счет геотермического тепла у дна.

Наибольшее распространение в Мировом океане имеют придонные антарктические воды, обладающие низкой температурой и относительно богатые кислородом. Эти воды прослеживаются от моря Уэдделла до пролива Дрейка в Антарктике и распространяются в Атлантическом океане вплоть до 40° с. ш. на западе Индийского океана до материкового склона Аравийского моря, на востоке — до о. Ява. В Тихом океане они встречаются вплоть до экватора, а местами и севернее — до $10-20^\circ$ с. ш. В северном полушарии в разных районах Атлантического и Тихого океанов встречаются также придонные водные массы, образованные сползанием с материковых склонов глубинных вод в области северной периферии циклонических круговоротов. Наглядное представление о распределении промежуточных, глубинных и придонных водных масс Мирового океана дают схемы, составленные О. И. Мамаевым по обобщенным t, S -диаграммам (рис. 41, 42).

§ 79. Водные массы морей

Формирование, распределение и взаимодействие водных масс морей связано с теми же климатическими и динамическими процессами, которые характерны и для водных масс океанов. Местные физико-географические условия определяют специфические особенности водных масс различных морей, к наиболее существенным

из которых относятся водообмен моря с соседним водоемом, т. е. глубина и ширина подводного порога, отделяющего море от соседнего водоема, водный баланс, особенно его пресная составляющая, и глубина распространения конвекции. Так, например, если при большом положительном пресном балансе и слабом водообмене предзимняя конвекция опускается ниже порога, но не распространяется до дна, то поверхностные воды находятся под влиянием гидрометеорологических факторов и их сезонной изменчивости, а глубинные воды имеют температуру и соленость, промежуточные между минимальными зимними их значениями на поверхности моря и температурой и соленостью вод, втекающих из соседнего бассейна. Примером может служить Черное море, где поверхностные воды опреснены до 15—18‰ за счет большого пресного баланса, а температура в предзимнее время опускается до 7—8° С. Воды, поступающие из Мраморного моря с нижнебосфорским течением, имеют соленость 28—30‰ и относительно высокую температуру. Конвекция в Черном море не распространяется ниже 150—200 м, поэтому с этой глубины и до дна температура воды 8,6—9,1° С, соленость 22,4—22,6‰. В Средиземном море, где пресный баланс отрицателен, основная роль в формировании глубинных вод принадлежит вертикальной конвекции. При высокой солености (36—39‰) на поверхности и однородной солености в толще вод достаточно небольшого понижения температуры, чтобы увеличение плотности привело к перемешиванию, которое в течение зимы может распространиться до дна. Горизонтальный обмен с Атлантическим океаном происходит в слое около 350 м (глубина порога в Гибралтарском проливе 346 м); с этой глубины до дна глубинная вода Средиземного моря имеет температуру 13,6—13,8° С и соленость 36—39‰, которую имеют поверхностные воды зимой.

Примером морей, где глубинные воды формируются в результате водообмена с соседним бассейном, может служить Карибское море. Здесь вертикальная конвекция незначительна. Грядой Антильских островов с проливами глубиной до 1700 м море отделено от Атлантического океана, с которым происходит водообмен. С этого горизонта вся глубоководная впадина Карибского моря (до наибольшей глубины 6270 м) заполнена атлантической водой с температурой 4,2° С и соленостью около 35‰ — это характеристики океанической воды на глубине около 1700 м.

В полярных морях большое значение имеет интенсивное зимнее охлаждение, вследствие которого конвекция в некоторых случаях, как, например, в Белом море, доходит до дна. В глубоких местах моря круглый год наблюдаются минимальные температуры, близкие к температуре замерзания, и соленость, характерные для поверхностных вод в предзимний период. Вследствие обильного берегового стока и таяния льдов в летнее время возникают большие вертикальные градиенты солености (25‰ на поверхности и 33‰ у дна).

ГЛАВА 18. ЖИЗНЬ В ОКЕАНАХ И МОРЯХ

§ 80. Общие условия развития биологических процессов в Мировом океане

Морская вода — исключительно благоприятная среда для развития биологических процессов. Морские животные организмы обитают на поверхности, в толще воды на всех глубинах и на дне океанов и морей. Растительные организмы распространяются лишь в пределах освещенных слоев, т. е. до 100—150 м. Основными благоприятными условиями для их существования служат проникновение света, тепла, содержание минеральных и органических веществ и газов.

Между живыми организмами и средой обитания существует тесная взаимосвязь, причем жизнедеятельность организмов оказывает в свою очередь огромное влияние на океанологические, геохимические и другие процессы, происходящие в Мировом океане. Жизнь на нашей планете зародилась в океане, о чем свидетельствуют данные гидробиологии, палеонтологии, исторической геологии. Эти данные показывают, что 75% классов и подклассов животных и растений возникли в воде (69% в морской и 6% в материковых водах) и 25% на суше. В соответствии с этим в океанах и морях встречается большее разнообразие типов, классов и подклассов живых организмов, чем на материках.

Животных организмов на Земле насчитывается 11 типов, подразделяемых на 65 классов, большинство из которых обитают в море, и лишь 8 классов живут на суше. Кроме того, насчитывают 17 типов и 33 класса растений, из которых 5 классов обитает в Мировом океане и 10 классов — в пресных и морских водах. К типам растений, распространенным в морях и океанах, относятся водоросли зеленые, бурые, красные, сине-зеленые, разножгутиковые, диатомовые. Характерная особенность растительных организмов — это способность преобразовывать неорганическое вещество в органическое в процессе фотосинтеза, т. е. при поглощении углекислого газа из воды, освещенной солнечными лучами, растения создают углеводы (органические вещества), необходимые для их жизнедеятельности. При проникновении солнечного света в воде происходит преобразование солнечной энергии в химическую, т. е. углекислый газ и вода как продукты полного окисления углерода и водорода входят в состав органического вещества, а освободившийся при разложении воды кислород выделяется в морскую воду. Животные не способны к синтезу органических веществ, но основным источником их питания служат органические вещества, синтезируемые растениями. В процессе фотосинтеза начинается преобразование неорганических веществ в органические; отмирание и разложение морских растений и остатков поглотивших их животных определяют вновь переход органических веществ в неорганические. Так осуществляется круговорот веществ в морской воде.

Организмы, населяющие Мировой океан и воды суши, объединяют в три основные группы: планктон, нектон и бентос. Планктон — это различные водоросли (фитопланктон), одноклеточные и многоклеточные животные организмы (зоопланктон), переносимые течениями. Нектон — рыбы и морские животные, самостоятельно перемещающиеся на большие расстояния и обитающие в толще воды. Бентос — организмы, живущие на морском дне.

§ 81. Биологическая структура Мирового океана

Условия существования живых организмов различны в разных районах и на разных глубинах Мирового океана. Выделяют следующие области обитания живых организмов: 1) неритическая, приуроченная к материковой отмели; 2) батимальная — переходная область материкового склона; 3) абиссальная — область больших глубин (рис. 43).

Неритическая область разделяется на несколько зон. Верхняя зона — литораль, или приливная зона, расположенная между границами максимальной полной воды и малой воды, а в морях, где приливные колебания отсутствуют — это зона переменного обсыхания под влиянием сгонно-нагонных, сейшевых и других колебаний уровня. Литораль населена растительными и животными организмами морского и наземного происхождения, приспособленными к резкой смене гидрометеорологических условий. Зона разделяется на подзоны в зависимости от специфики фауны и флоры и условий их обитания.

В области батии организмы приспособлены к переходным условиям между неритической и абиссальными областями. Здесь проявляются вертикальные и пространственные изменения гидрологических факторов, связанные с вертикальной и горизонтальной циркуляцией водных масс и сезонной изменчивостью их характеристик. Эти изменения значительно слабее выражены в батии, чем в неритической области.

Абиссальная область представлена своеобразными организмами, приспособленными к обитанию в условиях низкой температуры, высокого давления, отсутствия света и относительно малого содержания кислорода.

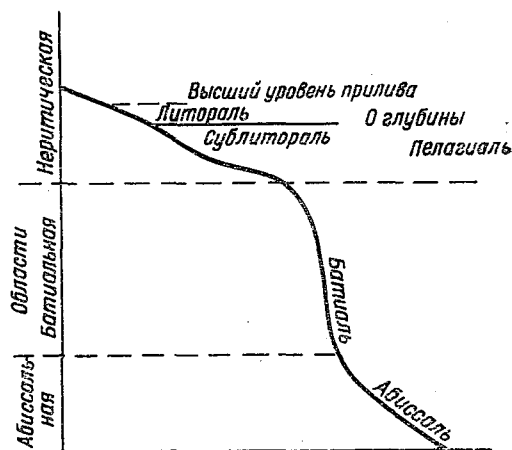


Рис. 43. Схема зон обитания.

В каждой области океанов и морей выделяют участки, заселенные сообществом организмов, называемым биоценозом. Участок морского дна с одинаковыми физико-химическими и биохимическими условиями, сложившимися в процессе геологического развития данного водоема, с одинаковой фауной и флорой, генетически связанными с ним, называют фацией. Различают биоценозы губок, червей, моллюсков, иглокожих и т. д. В отдельных областях океана каждый биоценоз соответствует одной или нескольким фациям. Например, в литоральной зоне разнообразны фации, и биоценозы (биоценозы скал, песка и т. д.), а в абиссали они более устойчивы и однородны.

Вся толща воды как место обитания животных носит название пелагиали.

ГЛАВА 19. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

Бурный рост населения земного шара и технический прогресс выдвигают неотложную задачу — освоение и использование природных ресурсов океана.

Биологические, химические, энергетические и другие богатства океанов и морей огромны и могут быть неиссякаемыми при условии рационального и научно обоснованного их использования.

В Мировом океане, по данным В. Г. Богорова, 36 млрд. т планктона, 18 млрд. т нектона, 8 млрд. т бентоса. Ежегодно различными странами вылавливается около 50 млн. т рыбы, 2 млн. т китообразных и тюленей, более 1 млн. т моллюсков и ракообразных и свыше 1 млн. т водорослей. К наиболее продуктивным зонам Мирового океана относятся шельф и склон, где ведется добыча нефти, газа и различных минеральных богатств. Мировой океан — это база и богатейший источник пищевых ресурсов. Более 140 тыс. видов морских животных организмов обитает на различных горизонтах, причем видовой состав их убывает с глубиной. В области шельфа и склона сосредоточен основной мировой рыбный промысел, первое место в котором принадлежит сельдевым. Промысел сельди успешно ведется почти во всех районах северного полушария: в Атлантическом и Тихом океанах и их морях, в морях Северного Ледовитого океана. Здесь же вылавливаются треска, пикша, навага; ведется промысел лососевых: семги, кумжи, сига, ряпушки, балтийского лосося, форели, кеты, горбуши, мальмы и др. В южных морях (Каспийское, Азовское, Черное и др.), кроме того, распространены карповые (лещ, сазан, вобла) и осетровые, по количеству которых наша страна стоит на первом месте в мире.

В различных районах Атлантического и Тихого океанов и их морей вылавливаются морской окунь, хек, тунец, макрель, угорь, угильная рыба. В последние годы советскими экспедициями собран богатый материал о биологических ресурсах Индийского океана, где рыбный промысел до последнего времени был очень слабо развит. В Индийском океане советскими траулерами были проведены ловы

тунца (ценный вид рыбы весом до 300 кг и длиной до 2—3 м), морского карася, ставриды, скумбрий, сардины и отдельных видов съедобных акул. В Индийском океане были обнаружены в промысловых количествах и ценные виды беспозвоночных животных: осьминоги, кальмары, из ракообразных лангусты, различные виды креветок и др.

Современными советскими исследованиями обнаружены новые виды глубоководных рыб, животных и растительных организмов в Тихом, Индийском океанах и антарктических водах.

В Мировом океане также эффективно ведется промысел морских животных, среди которых наибольшее значение имеют китообразные, тюлени, моржи, котики. Ежегодно различными государствами добывается в среднем до 50 тыс. китов; 70% добычи приходится на Антарктику, 20% — на южные районы у побережий Америки, Африки, Австралии, 6% — на северную часть Тихого океана, 4% — на Северную Атлантику. В антарктических водах распространены голубые киты (блювалы), финвалы, кашалоты, горбачи, широко используемые в пищевой, химической промышленности, в медицине и сельском хозяйстве. Вследствие интенсивного вылова китов в последние годы значительно сократился их возраст, размеры и количество. Для сохранения этой ценной породы морских животных выработана международная конвенция, способствующая восстановлению и сохранению этих самых крупных животных на Земле.

Ценный продукт моря представляют собой водоросли, образующие в отдельных районах Мирового океана своеобразные «подводные луга». Ежегодно добывается около 510 тыс. т водорослей. Они используются в медицинской, химической, пищевой и других отраслях промышленности, в качестве удобрения в сельском хозяйстве. Из морских водорослей получают различные виды сырья: твердые спирты, эфиры, уксус, нитроцеллюлозу, крахмал, агар-агар, альгин, иод, поташ и т. д. Широко используются отдельные виды съедобных водорослей (морская капуста и др.).

Роль продуктов морского промысла — рыб, моллюсков, ракообразных, морских животных, водорослей и т. д. — все возрастает в пищевом балансе человечества. Более 25% мирового производства белковых продуктов животного происхождения приходится на Мировой океан.

Назрела необходимость перейти от морского, океанического промысла к организации океанического хозяйства, его планированию и ведению на научной основе. Эта проблема уже разрабатывается научными и производственными организациями.

Большие перспективы открываются в области использования океана для снабжения солью и водой. Запасы соли на материках ограничены, а в Мировом океане, по приближенным подсчетам, путем выпаривания можно добывать соль, которая обеспечит потребности человечества на 1,7 млрд. лет. Соль употребляется не только в пищевой, но и в химической промышленности, в мыловарении, в сельском хозяйстве. В последние десятилетия в отдельных райо-

нах ощущается недостаток пресной воды, поэтому дистилляция морской воды все возрастает. Это диктуется расширением строительства новых городов, ростом промышленных объектов, увеличением поливных площадей в засушливых районах и т. д.

Океан — неисчерпаемый источник химических ресурсов. Из морской воды добывают магний, калий, бром, никель и другие элементы. В ней содержится значительное количество дейтерия (D_2O) — будущего топлива ядерных реакторов, добыча которого в настоящее время на суше исключительно сложна.

Огромные минеральные богатства сосредоточены на дне океанов и морей. Шельф и склон богаты месторождениями нефти, газа, минеральных веществ. В различных районах Мирового океана, особенно на дне Тихого, а в последние годы и Индийского океана, обнаружены огромные пространства, покрытые ценными образованиями в виде железомарганцевых конкреций. Кроме железа и марганца, в их состав входят никель, кобальт, медь и другие металлы. Конкрекции сосредоточены главным образом в области ложа океана. Разведка же и эксплуатация полезных ископаемых ведутся пока на шельфе и склоне. В прибрежной зоне Мирового океана широко используются как строительный материал рыхлые осадки, гравий, песок, ракушечник. Некоторые страны на шельфе океана добывают олово, каменный уголь, платину, золото, магнетит, рутил, алмазы и т. п.

Кроме биологических, химических и минеральных ресурсов, Мировой океан располагает богатейшими запасами энергии. В отдельных странах (во Франции, в СССР, Китае и др.) разрабатываются и осуществляются проекты электростанций, работающих на энергии приливов. Подготавливаются проекты термогидроэлектростанций и использования энергии морских волн и течений.

В целях сохранения неисчерпаемых богатств Мирового океана, широкого использования морских путей сообщения между государствами, развития портостроения, использования морских побережий как курортов и т. д. встает неотложная задача сохранения вод и дна Мирового океана от загрязнения нефтью, сточными водами, радиоактивными и другими отходами.

В 50-х годах текущего столетия советские ученые выступили с заявлением о недопустимости захоронения радиоактивных отходов в океанских и морских впадинах. В 1959 г. по инициативе Советского Союза и США был разработан договор о мирном использовании материка Антарктиды и омывающих его вод. Договор, подписанный двенадцатью странами, участвовавшими в исследованиях Антарктики, предусматривает проведение научных исследований и запрещение испытаний любых видов оружия.

11 февраля 1971 г. в Москве, Вашингтоне и Лондоне состоялось подписание Договора о запрещении размещения на дне океанов и морей, а также в его недрах ядерного оружия и других видов массового уничтожения людей. Кроме стран — депозитариев (СССР, США и Англии), Договор подписали представители более 40 государств.

По данным ООН, к 2000-му году население земного шара увеличится примерно до 6—7 млрд. человек. Для удовлетворения потребностей населения в пище, в минеральных, химических, энергетических и других важнейших источниках экономического развития общества необходимо всестороннее изучение Мирового океана. Для научного прогнозирования возможностей использования полезных ископаемых на обширных пространствах Мирового океана требуются планомерные исследования процессов осадкообразования в разных тектонических и климатических зонах. Для этой цели необходимо развитие всесторонних исследований Мирового океана. Для решения многих фундаментальных проблем использования ресурсов Мирового океана необходима организация бурения океанского и морского дна. Для более полного и рационального использования биологических ресурсов при переходе от промысла к организации океанического рыбного хозяйства необходима разработка методов управления процессами, определяющими биологическую продуктивность, и методов сохранения условий естественного воспроизводства отдельных видов.

Для реализации этих проблем в большинстве стран имеются национальные океанографические комиссии (или комитеты), а при ЮНЕСКО существует специальный океанографический департамент, который координирует на межправительственном уровне комплексные исследования Мирового океана.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

ГЛАВА 20. ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Вода в недрах Земли находится в жидком, твердом и газообразном состоянии. Она или свободно циркулирует по трещинам и порам горных пород и почв, подчиняясь силе тяжести, или находится в физически и химически связанном состоянии с минеральными частицами почв, грунтов и горных пород.

§ 82. Теории и гипотезы происхождения подземных вод

Вопрос о происхождении подземных вод издавна привлекал к себе внимание исследователей. Долгое время существовали две теории, отрицавшие одна другую,— это теория инфильтрации и теория конденсации. В первой утверждалось, что скопление подземной воды есть результат просачивания атмосферных осадков в почву и грунт, во второй, ее пропагандировал немецкий ученый О. Фольгер,— что источником происхождения подземных вод является водяной пар атмосферы, который вместе с воздухом попадает в холодные слои земной коры и там конденсируется. Сторонники этих теорий, защищая одну из них, критиковали положения другой, основываясь главным образом на общих предположениях, не подкрепленных экспериментальными исследованиями.

А. Ф. Лебедев тщательными экспериментальными наблюдениями за передвижением воды в грунтах, динамикой их влажности и обменом парообразной воды между атмосферой и литосферой показал ошибочность теории Фольгера и вложил новое содержание в теорию инфильтрации. По мнению Лебедева (1919 г.), почва и грунт обогащаются водой как за счет просачивания атмосферных осадков, так и в результате конденсации водяных паров атмосферы и паров, поднимающихся из более глубоких слоев земли. Обогащение почвы водой за счет водяного пара атмосферы происходит вследствие термической конденсации. Водяной пар поступает и перемещается в порах почвы под влиянием разности упругостей его независимо от циркуляции в них воздуха. Упругость водяного пара возрастает с повышением температуры. Изменение

соотношений упругости пара атмосферы и в порах различных слоев почвы вызывает перемещение парообразной воды либо в глубь, либо к поверхности почвы. При благоприятных условиях в горных породах происходит конденсация парообразной влаги. Наиболее благоприятные условия для конденсации создаются в слое с постоянной годовой температурой. Конденсация водяных паров в этом слое, по мнению Лебедева, дает начало первому водоносному горизонту подземных вод.

Работы Лебедева составили эпоху в изучении формирования и питания почвенных и грунтовых вод; они устранили споры о непрерывном господстве того или иного способа происхождения подземных вод. Учение Лебедева получило дальнейшее развитие.

К настоящему времени можно считать установленным, что основным видом питания подземных вод зоны активного водообмена является инфильтрация (просачивание) атмосферных осадков (см. § 91). Часть подземных вод образуется путем конденсации и сорбции. По мнению П. И. Колоскова, сорбция — более распространенное явление, чем конденсация, и очевидно, что оба эти процесса принимают участие в питании подземных вод, но роль их в различных физико-географических условиях неодинакова.

Единой точки зрения по вопросу формирования запасов подземных вод в глубоких недрах земной коры в настоящее время нет. Различные взгляды отражены в трех основных гипотезах происхождения подземных вод: 1) магматическое и метаморфическое, 2) седиментационное и 3) поверхностное (атмосферное).

К водам магматического и метаморфического происхождения относятся те, которые возникают на больших глубинах из диссоциированных ионов H^+ и O_2^- или паров воды, поднимающихся из магматической или метаморфической зоны. Начало этим водам, согласно теории А. П. Виноградова, дают газовые магматические выделения или воды, которые входят в состав гидратных минералов. На земную поверхность эти воды могут выходить в виде минеральных источников с высокой температурой.

К водам седиментационного происхождения относятся воды древних морей, лагун, озер, накапливающиеся в осадочных толщах в процессе осадконакопления на дне водоемов. Воды эти, погребенные последующими отложениями, сохраняются в глубоких закрытых пластах в течение длительного геологического времени.

§ 83. Классификация подземных вод по условиям их происхождения

В соответствии с изложенными выше теориями и гипотезами подземные воды подразделяются на следующие группы.

1. Вадозные воды, подразделяющиеся на инфильтрационные — воды, просачивающиеся сквозь зернистые породы; инфлюационные — воды, втекающие с поверхности по трещинам и пустотам горных пород; конденсационные — воды, образующиеся из парообразной влаги воздуха, заключенного в подзем-

ных порах, трещинах и других пустотах. Вадозные воды — поверхностного (атмосферного) происхождения, представляют в процессе их подземного стока одно из звеньев общего круговорота воды.

2. Ювенильные — воды магматического и метаморфического происхождения.

3. Седиментационные воды.

Выделить воды «однородного» генезиса затруднительно. В ходе геологической истории в одной и той же геологической структуре возможна смена вод различного происхождения.

ГЛАВА 21. ВИДЫ ВОДЫ В ПОРАХ ГОРНЫХ ПОРОД И ПОЧВ

§ 84. Водно-физические свойства горных пород и почв

Горные породы и почвы содержат различные виды воды. Ее свойства и способы передвижения определяются сочетанием гравитационных и молекулярных сил, действующих между частицами воды и породы. Условия залегания подземной воды, ее запасы и качество в значительной степени определяются водно-физическими свойствами горных пород.

Одними из главных свойств породы, определяющими ее отношение к воде, являются пористость и скважность. Под пористостью понимают наличие в породах малых пустот — капиллярных пор, под скважностью — наличие в породах более крупных, некапиллярных промежутков — скважин различного происхождения и формы. Иногда совокупность всех пустот объединяют в понятие общей пористости.

Величина пористости p определяется отношением объема $v_{\text{пор}}$ к объему породы в сухом состоянии V . Она выражается в процентах в виде $p = \frac{v_{\text{пор}}}{V} 100\%$ или в долях единицы. Пористость почв и пород (в %) рассчитывается по формуле

$$p = 100 \left(1 - \frac{\delta}{\gamma} \right), \quad (103)$$

где δ — объемный вес грунта (почвы); γ — его удельный вес.

Пористость колеблется в широких пределах — от долей процента (плотные породы, как, например, гранит, мрамор) до нескольких десятков процентов (зернистые породы и почвы).

Пористость рыхлых осадочных пород зависит от размера частиц, их формы, степени отсортированности и характера расположения. Пористость более или менее однородных песков при диаметре зерен около 1 мм составляет 30—35%, галечников с песком 15—20%. С увеличением глинистости породы пористость ее увеличивается. Пористость глины 40—45% и более. Пористость песка меньше, чем суглинка, и значительно меньше, чем глины.

Пористость почв, главным образом суглинистых и глинистых, в значительной степени зависит от их структуры: структурных почв больше, чем бесструктурных. Пористость разных почв и разных горизонтов одной и той же почвы изменяется в широких пределах, примерно от 25 до 80%. В торфах и лесных подстилках она может превышать 90%, в перегнойных горизонтах минеральных почв разных типов изменяется в пределах 50—60%. При оглеении почв структура их нарушается и вследствие этого пористость уменьшается до 25—30%.

Пористость почв и пород определяет важные водные свойства: водопроницаемость, водоотдачу и водоудерживающую способность. Последнее свойство характеризуется вла го ем ко стью, т. е. тем количеством воды, которое удерживается в почвах и горных породах при определенных условиях. Она выражается (в %) отношением веса или объема воды, содержащейся в породах, соответственно или к весу сухой породы, или к ее объему. В зависимости от степени насыщенности почв и пород водой и тех сил (капиллярных, адсорбционных), которые удерживают в них воду, влагоемкость подразделяется на несколько категорий. Наиболее часто употребляются следующие понятия:

— полная влагоемкость (ПВ), или водовместимость (по Н. А. Качинскому), характеризуется наибольшим количеством влаги, которое может вмещать порода при полном заполнении всех пор;

— капиллярная влагоемкость (КВ) — наибольшее количество капиллярно-подпертой влаги, которое может содержаться в породе. Это величина переменная, зависящая от высоты слоя, для которого она определяется, над уровнем свободной воды;

— наименьшая влагоемкость (НВ), или полевая влагоемкость, характеризуется количеством влаги, которое почва или грунт способны удержать в подвешенном состоянии силами капиллярного и адсорбционного действия; соответствует (по Качинскому) капиллярной подвешенной влаге.

Горные породы подразделяются на сильно-влагоемкие, слабо-влагоемкие и не-влагоемкие. К сильно-влагоемким породам относятся торф, глина, суглинки; к слабо-влагоемким породам — мергели, мел, рыхлые песчаники, глинистые мелкие пески, лёсс; к не-влагоемким — крупнообломочные породы: галька, гравий, песок и массивные изверженные и осадочные породы.

Содержание воды в почвах и породах в весовых или объемных единицах на какой-либо момент времени называется естественной вла ж н о стью. Обычно естественную влажность выражают отношением (в %) веса воды к весу минеральной части породы:

$$a = \frac{P_1 - P_2}{P_2} 100\%, \quad (104)$$

где P_1 и P_2 — соответственно вес образца породы до и после высушивания.

Влажность почв часто выражают в миллиметрах слоя воды h , содержащейся в почве:

$$h = 0,1H\gamma_a, \quad (105)$$

где γ — удельный вес почвы; H — мощность почвенного слоя в сантиметрах. Объем воды слоем 1 мм на площади 1 гектар составит 10 м³.

Водоотдача — способность породы, насыщенной водой, отдавать путем свободного стекания то или иное количество воды. Характеризуется коэффициентом водоотдачи, т. е. отношением объема стекающей из насыщенной породы воды к объему всей породы, и выражается либо в долях от единицы, либо в процентах.

Водопроницаемость — способность породы пропускать через себя воду. Водопроницаемость и водоотдача зависят от пористости, от размера и формы пор породы. Чем больше диаметр пор, тем лучшей водопроницаемостью и большей водоотдачей обладают породы.

Водопроницаемость почв, помимо их природных свойств, зависит также от степени их окультуренности. На водопроницаемость почв оказывает влияние наличие в них заземленного воздуха. Изолированные скопления последнего в порах почвы сокращают живое сечение пор, через которое может просачиваться вода. Водопроницаемость почв не остается постоянной: сухая почва обладает большей водопроницаемостью, при насыщении почвы водой происходит набухание почвенных коллоидов, что приводит к сужению почвенных пор, разрушению структурных отдельностей и как следствие к уменьшению водопроницаемости.

По степени водопроницаемости породы подразделяются на две основные группы: водопроницаемые и водонепроницаемые, или водоупорные. К водопроницаемым относятся грубозернистые или грубообломочные породы (галечник, гравий, песок) и массивные трещиноватые породы (мрамор, гранит, известняк).

Водоупорными называются такие породы, которые практически через себя воду не пропускают или пропускают очень медленно. Это плотные массивные монолитные породы (мрамор, гранит, базальт) или осадочные мелкозернистые породы (глины, глинистые сланцы). Их водопроницаемость в естественных условиях настолько мала, что ею можно пренебречь, а коэффициент водоотдачи близок к нулю. Большая группа пород относится к полупроницаемым породам (глинистые пески, лёсс, торф, песчаники, пористые известняки, мергели и др.).

При изучении водных свойств зернистых пород и почв необходимо иметь представление о размере зерен. С этой целью производят механический, или так называемый гранулометрический, анализ пород.¹ Сущность этого анализа заключается в разделении образца породы на порции (фракции определенных диаметров зе-

¹ Методы механического анализа пород и почв излагаются в курсах гидрогеологии и почвоведения.

рен) и в перечислении фракций в процентные отношения к весу всего образца. По данным механического анализа в неоднородной породе, состоящей из частиц различного диаметра, выделяют действующую (эффективную) величину зерен. Считается, что просачивание воды через фракции данного диаметра соответствует просачиванию воды в природной смеси данной пробы (эффект один и тот же).

§ 85. Поле сил в порах

Перемещение воды в природе осуществляется, как известно, под влиянием той или иной силы или равнодействующей группы сил. В почве и породах, как и всюду, вода прежде всего испытывает на себе действие силы тяжести, которая заставляет ее просачиваться вглубь. Между молекулами воды и молекулами и ионами частиц породы существуют силы молекулярного взаимодействия. Они вызывают явления сорбции (поглощения влаги частицами породы). Сорбционные силы способствуют удержанию воды на поверхности частиц породы. Силы эти велики, но радиус действия их крайне ограничен.

В местах скопления воды в капиллярных порах вследствие влияния поверхностного натяжения проявляются капиллярные силы, под влиянием которых вода или поднимается к поверхности, или перемещается вниз. Некоторое значение в передвижении влаги в почве и породе имеют осмотические силы, вызывающие диффузию. Это явление наблюдается в местах соприкосновения растворов разной концентрации.

В почве, покрытой растительностью, создается еще одна сила, величина которой может достигать больших значений, — это сосущая сила корневых систем растений (десукция). Под ее влиянием влага выводится из почвы через растения обратно в атмосферу. Процесс этот известен как процесс транспирации растений.

Вода в парообразном состоянии, по-видимому, подвергается действию тех же сил. Однако наибольшее значение в передвижении парообразной влаги в грунтах имеет диффузия.

Периодические изменения давления воздуха и колебания температуры, способствующие расширению или сжатию воздуха и содержащегося в нем водяного пара, также могут вызвать перемещение водяного пара в порах породы.

Таким образом, природа сил, действующих на воду, находящуюся в порах породы, и величины их различны. Постоянно действует сила тяжести. Все остальные силы сочетаются с ней и изменяются в широких пределах в зависимости от количества содержащейся в порах воды. По мере увеличения влажности породы прежде всего ослабевает действие сорбционных сил. Уменьшаясь, сорбционные силы становятся соизмеримыми с капиллярными силами и с силой тяжести. Сочетание этих сил вызывает движение воды, направление и скорость которого непостоянны.

§ 86. Виды воды в порых

Всю влагу в порых породы можно разделить на ряд категорий — видов, для которых в данный момент характерно передвижение под преобладающим влиянием той или иной силы или сочетания сил. Категории эти несколько условны, так как разграничить их вполне четко невозможно.

Изучением различных видов воды в почвах и породах и ее передвижения занимаются давно. Широко известна в этой области работа А. Ф. Лебедева «Передвижение воды в почвах и грунтах», впервые опубликованная в 1919 г. Лебедев выделил в почве и грунтах следующие категории воды: вода в виде пара, гигроскопическая, пленочная, гравитационная, вода в твердом состоянии, кристаллизационная и химически связанная.

Последующие работы в этой области в основном явились продолжением работ Лебедева и развитием его идей. Приведем краткую характеристику различных форм подземной воды, по Н. А. Качинскому.

Химически связанная, или конституционная, вода — входит в молекулу вещества гидроксильной группой, например $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{Fe}(\text{OH})_3$. Удаление химически связанной воды при прокаливании сопровождается распадом минерала.

Кристаллизационная вода — является составной частью многих минералов, например гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), и удаляется из породы нагреванием до $100\text{—}200^\circ\text{C}$ или химическим путем.

Парообразная вода — находится в порых и пустотах пород и перемещается, как уже указывалось, главным образом под влиянием разности упругостей пара из областей с большей упругостью в области с меньшей.

Гигроскопическая вода — это вода, адсорбированная частицами породы из воздуха. При относительной влажности воздуха в порых, близкой к насыщению, влажность породы достигает некоторого состояния, называемого максимальной гигроскопичностью. Гигроскопическая и максимально гигроскопическая вода прочно связана с частицами минерального грунта. Диполи ее строго ориентированы к поверхности минеральных частиц. Количество слоев молекул адсорбированной воды при максимальной гигроскопичности, по данным различных исследователей, варьирует в широких пределах.

Максимальная гигроскопичность увеличивается с увеличением суммарной поверхности частиц породы в единице объема, вот почему она в мелкозернистых грунтах больше, чем в крупнозернистых.

Гигроскопическая вода перемещается из одних слоев в другие путем перехода в парообразное состояние. Она может быть отделена от породы только нагреванием. Это свойство резко отличает гигроскопическую воду от других видов воды в породах.

Пленочная вода — обволакивает частицы породы сверх максимальной гигроскопичности. Эта вода адсорбируется из жидкой фазы. Она менее прочно связана с минеральными частицами и относится к категории рыхлосвязанной. Растениями усваивается с трудом. Передвигается от частицы к частице под влиянием сорбционных сил (рис. 44).

Капиллярная вода — заполняет сравнительно мелкие поры породы. Она удерживается и передвигается в почво-грунтах под влиянием капиллярных (менисковых) сил из зоны большего увлажнения в зону меньшего увлажнения. Сила тяжести воды при этом (гидростатическое давление) играет подчиненную роль, частично противодействуя капиллярному подъему воды вверх и способствуя капиллярному передвижению вниз и по уклону. Различают капиллярную воду подпертую и подвешенную. В первом случае капилляры в нижней части соприкасаются с подземной водой. Во втором случае капиллярная вода находится в подвешенном состоянии и отделена от оформленного водоносного горизонта. Удерживается вода в капилляре равнодействующей силой менисков. Явление удержания воды в подвешенном состоянии может быть длительным, при этом сколько-нибудь заметного передвижения влаги вниз не наблюдается. Слои почво-грунтов, лежащие ниже, имеют меньшую влажность, чем те, в которых находится подвешенная вода. Явление это часто наблюдается в условиях нашего юга. Так, Г. Н. Высоцкий по наблюдениям в Велико-Анадоле было обнаружено, что под слоем ежегодного промачивания почво-грунтов (мощностью около 4 м) находится слой с практически постоянной и довольно низкой влажностью. Этот слой Высоцкий назвал мертвым горизонтом, или горизонтом иссушения. Мощность этого мертвого горизонта может достигать нескольких метров. Внизу он постепенно переходит в капиллярную кайму подземных вод.

Гравитационная, или свободная, вода — заполняет некапиллярные пустоты породы. Под влиянием силы тяжести просачивается в породе сверху вниз в виде отдельных струй (при неполном насыщении породы) или фильтруется в толще насыщенной водой породы в направлении падения уровня подземных вод (см. § 92). Гравитационная вода передает гидростатический напор, под действием которого воды могут подниматься вверх, как в сообщающихся сосудах.

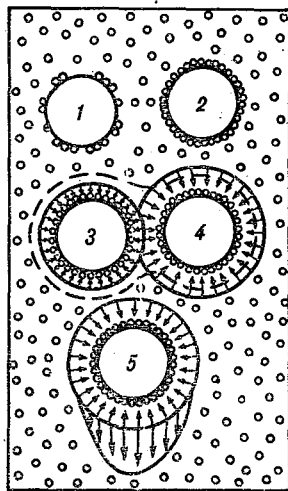


Рис. 44. Схема различных состояний воды в почве (по А. Ф. Лебедеву).

1 — частицы почвы с неполной гигроскопичностью;
2 — частицы почвы с максимальной гигроскопичностью;
3, 4 — частицы почвы с пленочной водой;
5 — частицы почвы с гравитационной водой.

В твердом состоянии вода в породах встречается либо в составе мерзлых почв, либо в виде льда (пещерного, ископаемого).

Внутриклеточная вода — содержится в неполностью разложившихся остатках растений в почве. В большом количестве такая вода содержится в болотных почвах и особенно в торфах.

Различные формы воды в почвах и горных породах обычно присутствуют одновременно в многообразных сочетаниях в зависимости от степени увлаженности, поступления и расходования влаги в тех или иных слоях земной коры. Значительная масса воды в почвах и горных породах находится в связанном состоянии. Связанная вода непосредственно не участвует в круговороте воды и не питает реки, озера, болота. Ее нельзя извлечь из почво-грунтов искусственным дренажем. Частично некоторые виды ее из верхних горизонтов используются растениями.

ГЛАВА 22. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЗЕМНОЙ КОРЕ

§ 87. Основные понятия

При наличии источников питания залегание подземных вод в земной коре в значительной мере определяется геологическим строением местности: структурой и литологическим составом горных пород. Чередование водопроницаемых и водоупорных пород в земной коре создает условия для накопления свободных вод в толще водопроницаемых горных пород, залегающих на водоупорах. В этих условиях на различных глубинах от поверхности земли формируются водоносные слои, или водоносные горизонты, под которыми понимают насыщенные водой водопроницаемые слои горных пород. Вода может заполнять не всю толщу водопроницаемого слоя породы, а лишь до определенной поверхности (рис. 45). Если при вскрытии водоносного горизонта колодцем, шурфом или скважиной вода в них устанавливается на том же уровне, на котором она находится в породе, то эта уровенная поверхность является свободной (безнапорной) и носит название зеркала или уровня подземных вод. Водоносные горизонты, обладающие свободной поверхностью, носят название водоносных горизонтов со свободной поверхностью.

Свободная поверхность подземных вод не может быть идеально ровной. Над ней поднимаются капиллярные воды, увлажняющие до некоторой высоты вышерасположенный слой водоносной породы, называемый капиллярной каймой, которая гидравлически связана со всей остальной водной массой водоносного слоя и испытывает такие же колебания, как и уровень подземной воды. Высота капиллярной каймы над зеркалом подземных вод зависит от свойств водоносной породы и меняется в широких пределах: от нескольких

сантиметров в грубозернистых песках до 4 м и более в суглинистых породах. Расстояние по вертикали от водоупорного ложа до зеркала подземных вод называется мощностью водоносного слоя.

При вскрытии водоносного пласта, перекрытого сверху водоупорной породой, уровень в скважине может установиться выше нижней поверхности водоупорного пласта. В этом случае воды, заполняющие водопроницаемую породу, находятся под гидростатическим напором, а водоносный горизонт называется напорным водоносным горизонтом.

Водообильность водоносных слоев, свойства вод и условия их передвижения различны и определяются, помимо геологической структуры и литологического состава, глубиной залегания и степенью изолированности водоносных горизонтов друг от друга и от поверхности земли. Чем ближе подземные воды залегают к поверхности, тем значительнее они подвергаются воздействию климатических факторов и тем интенсивнее водообмен между подземными, почвенными и поверхностными водами.

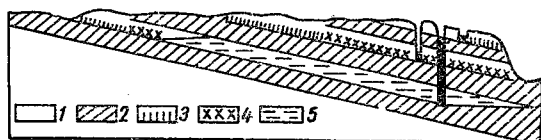


Рис. 45. Схема соотношений различных типов подземных вод (по О. К. Ланге).

1 — водопроницаемая порода, 2 — водоупорная порода, 3 — грунтовые воды, 4 — межпластовые безнапорные воды, 5 — межпластовые напорные воды.

Верхнюю часть земной коры в отношении распределения в ней подземных вод принято делить на две зоны: зону аэрации и зону насыщения. В зоне аэрации вода обычно не заполняет полностью поры и пустоты породы, а если и заполняет, то временно и не везде. В этой зоне непосредственно у поверхности земли в почвах залегают почвенные воды. В зоне насыщения поры породы заполнены водой и на различных глубинах в ней залегают грунтовые, межпластовые безнапорные и напорные воды. Подземные воды по степени подвижности и интенсивности водообмена с поверхностными водами (рек, озер, болот) различны. Наиболее подвижны воды так называемой зоны активного водообмена. Нижняя граница этой зоны намечается гидрогеологами на уровне базиса эрозии малых и средних рек. В этой зоне формируются грунтовые и межпластовые воды, безнапорные или с местным напором. Эти воды, дренируемые речными долинами и озерными котловинами, являются источником питания рек и озер и представляют собой наиболее устойчивую, зарегулированную часть речного стока.

Глубже расположены воды замедленного и весьма замедленного водообмена. В них формируются, как правило, напорные (артезиан-

ские) воды. Связь их с поверхностными водами затруднена и естественный выход на земную поверхность, особенно вод зоны весьма замедленного водообмена, представляет собой редкое явление.

§ 88. Вода в почве

Вода в почве находится в основном в связанном состоянии. Она удерживается на поверхности почвенных частиц и перемещается в почве под влиянием молекулярных и капиллярных сил. В местах избыточного увлажнения в почве может находиться и свободная, просачивающаяся гравитационная вода. Встретив на своем пути водоупорный или относительно водоупорный слой в пределах почвенного разреза или в подпочвенном слое ниже границы корнеобитаемого слоя, вода накапливается, заполняет поровое пространство вышележащего слоя и образует так называемый горизонт гравитационной подпертой влаги. Если эти воды находятся целиком в почвенном слое и не имеют гидравлической связи с ниже расположенными грунтовыми водами, они называются почвенными водами. Если эти воды гидравлически связаны с грунтовыми водами (постоянно или временно), они называются почвенно-грунтовыми. Иногда почвенные и почвенно-грунтовые воды называют верховодкой. К верховодке также относят временные, обычно сезонные скопления грунтовых вод в зоне аэрации, расположенные в виде отдельных линз.

Почвенные воды, так же как и грунтовые (см. § 89), приобретают свойство гидростатической сплошности, способны передавать гидростатическое давление и вытекать из стенки естественного или искусственного разреза, а также стекать по уклону водоупорного слоя. Такое движение в почвенном слое называют внутрипочвенным стоком.

Почвенные воды почти всегда являются временными. Они образуются обычно весной, в отдельных местах осенью, при просачивании талых или дождевых вод. В степных районах они распространены не повсеместно, чаще встречаются под «степными блюдцами», лесными полосами и в поймах рек. Почвенно-грунтовые воды широко распространены в зоне избыточного увлажнения, где уровень грунтовых вод расположен близко к поверхности и иногда достигает ее, способствуя процессу заболачивания.

В теплую часть года, особенно в период вегетации, вода из почвы интенсивно расходуется на испарение и главным образом на транспирацию растениями. К концу лета запасы влаги в почве становятся ограниченными, а сама влага порой недоступной для растений.

§ 89. Грунтовые и межпластовые безнапорные воды

Грунтовыми водами в узком понимании этого определения называют свободные гравитационные воды водоносного горизонта, залегающего на первом водоупорном слое. В зависимости от

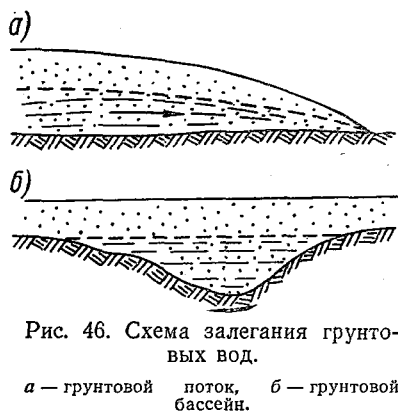
характера залегания горных пород различают грунтовой поток и грунтовой бассейн (рис. 46). В природе наблюдаются различные сочетания этих разновидностей залегания.

Воды, залегающие в водопроницаемой толще пород, заключенной между двумя водоупорными слоями, называют *межпластовыми* и *водами*. Верхний водоупорный слой в этом случае называется водоупорной кровлей, а нижний — водоупорным ложем. Грунтовые воды имеют обычно свободную уровенную поверхность (давление на этой поверхности равно атмосферному). Свободную поверхность имеют и межпластовые воды, в том случае, если они безнапорные или если водоносная порода насыщена водой неполностью.

Скопления подземных вод отмечаются как в рыхлых обломочных породах, так и в трещиноватых массивных изверженных или сильно метаморфизированных осадочных породах. В первом случае воды относятся к типу *пластовых* вод. Они обычно равномерно распределены по всему пласту и движение их осуществляется по мелким порам и пустотам между зернами, слагающими породу. Во втором случае воды называются *трещинно-жильными*. Распространение их и движение приурочено к трещинам и крупным пустотам. Не всегда можно четко разграничить пластовые воды и трещинные, поэтому различают *трещинно-пластовые* воды. К ним относятся, например, грунтовые и межпластовые воды областей распространения карстующихся пород с хорошо выраженной слоистостью.

Площадь распространения грунтовых вод, за редким исключением, совпадает с площадью их питания, т. е. с областью, в пределах которой воды атмосферных осадков проникают в почву и грунт и могут пополнять запасы грунтовых вод. Площадь распространения межпластовых вод не совпадает с областью их питания. Основные области питания этих вод приурочены к местам выходов водоносной породы на земную поверхность. Дополнительное питание межпластовые воды получают за счет просачивания вод из выше-расположенных водоносных горизонтов через относительные водоупоры.

Грунтовые воды формируются на междуречных массивах, в аллювиальных отложениях речных долин, в предгорных конусах выноса; мощные скопления их наблюдаются в областях ледниковых отложений, в межгорных впадинах и котловинах, в местах накопления песчано-галечных отложений горных рек, в областях распространения карста.



В естественных условиях зеркало грунтовых вод представляет собой обычно не горизонтальную поверхность, а волнистую и весьма часто в сглаженной форме повторяет наземный рельеф. Это объясняется различными причинами: неоднородностью пород в отношении проницаемости как в зоне аэрации, так и в зоне насыщения, различной скоростью просачивания и различными условиями питания грунтовых вод и выхода их на поверхность в местах пересечения водоносного пласта долинами рек, оврагов и т. п. К месту выхода грунтовых вод на поверхность уровень их понижается. Такое понижение уровня наблюдается и у межпластовых безнапорных вод.

Глубина залегания грунтовых вод может быть различной: от десятков метров до 1—2 м. В последнем случае они обычно в весенний период смыкаются с почвенными водами и образуют, как говорилось выше, почвенно-грунтовые воды. Разновидностью последних являются болотные грунтовые воды, зеркало которых находится в пределах торфяной залежи (см. § 214).

Безнапорные межпластовые воды обычно приурочены к водоносным толщам значительной мощности, прорезаемым гидрографической сетью. Эти воды залегают, как правило, неглубоко. Речные долины иногда прорезают несколько ярусов межпластовых вод. В этом случае в местах дренирования на разных уровнях склона долины (котловины) воды выходят на поверхность и являются устойчивыми источниками питания поверхностных водотоков и водоемов.

Б. Л. Личков, подчеркивая динамическую связь между всеми водами зоны активного водообмена и поверхностными водами, дает более общее толкование термину «грунтовые воды», а именно грунтовые воды — это неглубоко залегающие безнапорные и с местным напором подземные воды в водоносных пластах, дренируемых реками или вскрываемых эрозионной сетью и понижениями рельефа. Такая трактовка понятия «грунтовые воды» получила широкое распространение в гидрологии.

§ 90. Напорные воды

Воды, насыщающие водопроницаемый слой, заключенный между водоупорными породами, и обладающие гидростатическим напором, называются напорными, или артезианскими¹, подземными водами. Напорные воды обычно приурочены к геологическим структурам осадочных пород при соответствующем напластовании водопроницаемых и водоупорных слоев или к сложной системе тектонических трещин и сбросов. Геологическая структура (впадина, мульда, синклиналь, моноклиналь и т. п.), содержащая

¹ Артезианскими они названы по наименованию провинции Артуа (у римлян Артезиум) в Южной Франции, где в XII в. впервые в Европе начали эксплуатировать напорные воды.

один или несколько водоносных горизонтов и обеспечивающая напор в них, называется артезианским бассейном. В артезианском бассейне обычно выделяют область питания, область напора и в некоторых случаях область стока (разгрузки) напорных вод. Площади, занимаемые артезианскими бассейнами, колеблются в очень широких пределах.

При вскрытии кровли напорного водоносного горизонта буровой скважиной вода под гидростатическим давлением поднимается выше кровли водоносного пласта и иногда достигает поверхности земли или даже фонтанирует (рис. 47). В напорном водоносном горизонте, таким образом, выделяют геометрический уровень, совпадающий с нижней поверхностью водоупорной кровли водоносного слоя, и гидростатический, или пьезометрический уровень, совпадающий с уровнем подъема воды в скважинах. Напор в каждой

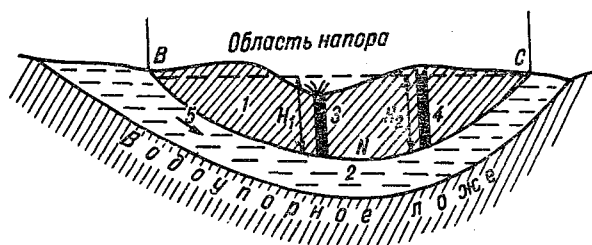


Рис. 47. Схема строения артезианского бассейна.

1 — водоупорные породы; 2 — напорный водоносный слой; 3, 4 — скважины; 5 — направление потока; ВС — пьезометрический уровень, ВНС — нижняя поверхность водоупорной кровли, H_1 , H_2 — высота напора.

точке водоносной породы измеряется высотой, на которую поднимается вода в скважине над нижней поверхностью водоупорной кровли при вскрытии водоносного пласта. По мере погружения пласта напор обыкновенно увеличивается.

В европейской части СССР, в пределах Русской платформы, располагается несколько артезианских бассейнов. Наиболее типичными, совпадающими с тектоническими впадинами являются Московский и Днепровско-Донецкий бассейны. Следует упомянуть также Прибалтийский, Причерноморский с Приазовским и Прикаспийский бассейны. Некоторые водоносные горизонты Московского артезианского бассейна дренируются долинами р. Оки и ее притоков, Днепровско-Донецкого — системой рек Днепра и Дона. Область разгрузки части Прибалтийского артезианского бассейна приурочена к долинам рек Западной Двины, Пяру, Лиелупы и др. В азиатской части СССР наиболее крупные артезианские бассейны Якутский, Сырдарьинский, Западно-Сибирский.

В Европе наиболее известен Парижский артезианский бассейн. Обширные артезианские бассейны имеются в Северной Африке и в Австралии.

§ 91. Просачивание воды в почву

Впитывание, или инфильтрация, — процесс проникновения влаги в почву. Передвижение ее от слоя к слою в условиях различной степени насыщения водой нижерасположенных горизонтов почво-грунтов относится к процессу просачивания. Процесс этот сложный и состоит из нескольких стадий. Чаще выделяют две стадии: впитывания и фильтрации. Вода атмосферных осадков, попадая на сухую почву, в начальный момент подвергается действию сорбционных и капиллярных сил и интенсивно поглощается поверхностью почвенных частиц. Постепенно поры малого сечения заполняются и движение воды в стадии впитывания осуществляется в виде пленочного и капиллярного перемещения. При полном насыщении всех пор движение воды в стадии фильтрации происходит под преобладающим действием силы тяжести и характеризуется законом ламинарного движения (см. § 92). В почво-грунтах всегда имеются крупные пустоты, трещины, ходы корневой системы растений, по которым вода с поверхности почвы в форме капельно-струйчатого (турбулентного) движения может проникать на ту или иную глубину. Этот процесс называют инфильтрацией. Соотношение между всеми формами движения меняется в широких пределах в зависимости от влажности почво-грунтов, их механического состава, культурной обработки, наличия воздушных пробок и т. п.

Количественными характеристиками впитывания, или инфильтрации, являются интенсивность и суммарная величина. Под интенсивностью впитывания понимают количество воды в миллиметрах слоя, поглощенной почвой в единицу времени (мм/мин). Суммарная величина впитывания характеризуется слоем воды, поглощенной почвой за некоторый промежуток времени, и выражается в мм.

Интенсивность впитывания зависит не только от водных свойств почво-грунтов, но в значительной степени определяется и их влажностью. Если почва сухая, она обладает большой инфильтрационной способностью и в первый период времени после начала дождя интенсивность впитывания близка к интенсивности дождя. С увеличением влажности почво-грунтов интенсивность инфильтрации постепенно уменьшается и при достижении полной влагоемкости в стадии фильтрации становится постоянной, равной коэффициенту фильтрации (см. § 92) данного почво-грунта.

Типичный ход изменения интенсивности впитывания во времени выражается уравнением

$$f_t = f_0 e^{-ct}, \quad (106)$$

где f_t — интенсивность впитывания в момент t ; f_0 — начальная интенсивность впитывания; e — основание натуральных логарифмов; c — постоянная величина, характеризующая физические свойства почво-грунтов.

Впитывание воды происходит и в мерзлую почву во время снего-

таяния, но такое состояние почвы существенно замедляет процесс инфильтрации и фильтрации. При этом интенсивность процесса зависит от начальной влажности перед замерзанием.

§ 92. Передвижение воды в водоносных слоях со свободной поверхностью. Формула Дарси

В природе существуют два вида движения воды: ламинарное и турбулентное (см. § 115). Ламинарное свойственно движению воды в мелкозернистых породах. Скорости движения в них невелики и измеряются метрами или даже сантиметрами в сутки. В крупнообломочных и трещиноватых породах скорости движения воды значительно больше; в них может происходить турбулентное движение, свойственное открытым потокам. В обоих случаях движение воды в водоносных слоях со свободной поверхностью совершается под влиянием гидростатического напора от мест с более высоким уровнем к местам с более низким уровнем. В естественных условиях вода передвигается по направлению к выходам источников, к открытым водоемам, если уровень в последних стоит ниже, чем уровень воды в водоносном пласте, и, наоборот, может уходить из водоемов в грунт при обратном соотношении уровней. Движение воды в водоносном пласте может быть вызвано искусственно откачкой воды из колодца, искусственным дренажем.

Наиболее изучен закон движения воды в мелкозернистых породах — в песках с мелкими, преимущественно капиллярными порами. Движение воды в случае фильтрации подчиняется закону Дарси, выражаемому формулой

$$Q = FK \frac{h}{l}, \quad (107)$$

где Q — количество воды в $\text{м}^3/\text{с}$, протекающей в единицу времени через данное поперечное сечение породы площадью $F \text{ м}^2$; K — некоторая величина, называемая коэффициентом водопроводимости или коэффициентом фильтрации; h — напор; l — длина пути фильтрационного потока в метрах.

Величина напора определяется по разности уровней в двух сечениях потока, т. е. $h = H_1 - H_2$, где H_1 и H_2 — высота уровней в точках A и B (рис. 48). Под влиянием напора вода из сечения AA_1 перемещается в направлении сечения BB_1 . Отношение $\frac{h}{l}$ есть падение напора на единицу длины пути фильтрации, т. е. напорный градиент, или гидравлический уклон, и обозначается $i = \frac{h}{l}$.

Разделив обе части равенства (107) на площадь F , получим

$$v = K \frac{h}{l} = Ki, \quad (108)$$

где $v = \frac{Q}{F}$.

Величина v носит название скорости фильтрации. Скорость фильтрации не является действительной скоростью движения воды в порах породы, она представляет фиктивную (приведенную) скорость движения воды. Площадь поперечного сечения потока F в формуле (107) принята равной площади поперечного сечения породы, тогда как в действительности вода передвигается в породе только по порам и площадь сечения потока равна общей площади пор. Чтобы получить действительную скорость движения вод в порах грунта u , надо расход воды Q разделить на площадь, занятую порами, т. е.

$$u = \frac{Q}{Fp}, \quad (109)$$

где p — коэффициент пористости.

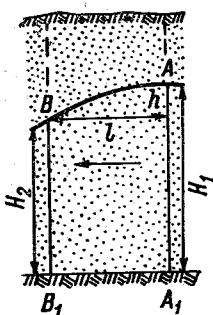


Рис. 48. Разрез участка подземного потока.

Действительная скорость движения воды больше скорости фильтрации ($u > v$), так как коэффициент пористости меньше единицы.

Коэффициент фильтрации численно равен скорости фильтрации при $i=1$ и может быть выражен в см/с, м/сут и т. п. Это следует из формулы (108).

Величины коэффициента фильтрации горных пород приводятся в табл. 21.

Коэффициент фильтрации может быть определен путем лабораторного анализа в специальных приборах, загруженных испытуемым грунтом, а также на основании механического анализа грунта с последующим применением эмпирических формул расчета.

Таблица 21

Ориентировочные значения коэффициента фильтрации рыхлых горных пород (по Н. Н. Биндеману)

Порода	Коэффициент фильтрации, м/сут	Порода	Коэффициент фильтрации, м/сут
Глина	0,001	Песок мелкозернистый	1—5
Суглинок легкий	0,05—0,10	Песок крупнозернистый	20—50
Супесь	0,10—0,50	Гравий	20—150
Лёсс	0,25—0,50	Галечник	100—500

Установлено, что коэффициент фильтрации зернистых грунтов зависит от величины пористости, действующей величины зерен грунта и вязкости фильтрующейся воды, которая в свою очередь зависит от температуры воды. Все эти величины в явном или скрытом виде входят в предложенные эмпирические формулы расчета коэффициента фильтрации. Хорошо известна формула Газена—Зама-

рина, применяемая для расчета коэффициента фильтрации в мелкозернистых породах (в м/сут). Она имеет вид

$$K = Cd_e^2(0,70 + 0,03t), \quad (110)$$

где d_e — действующая величина диаметра зерен грунта в пределах 0,01—3 мм; t — температура воды в градусах; C — эмпирический коэффициент, изменяющийся от 400 до 1200, учитывающий степень разнородности состава породы и отчасти пористости грунта; его можно вычислить по формуле $C = 400 + 40(p - 26)$ (где p — пористость в процентах). Для сравнительно однородных крупнозернистых песков величину коэффициента фильтрации можно принять равной среднему диаметру зерен песка в метрах, т. е. $K = d_{cp}$ м/сут.

В практике гидрогеологических исследований широкое распространение получил полевой метод определения коэффициента фильтрации. Его преимущество заключается в непосредственном определении осредненных значений коэффициента фильтрации для всей толщи водоносной породы. Метод этот известен как метод опытных откачек. Теория этого метода и применение его на практике излагаются в специальных курсах гидрогеологии.

§ 93. Определение направления и скорости движения воды в водоносном слое

Скорость и направление движения воды в водоносном пласте можно определить непосредственными наблюдениями в поле. Полевой способ основан на введении в воду индикатора — раствора соли, например поваренной, или органической краски — и определении скорости перемещения в воде введенного вещества. Индикатор вводят в опытную (пусковую) скважину. На некотором расстоянии от пусковой скважины закладываются наблюдательные скважины по окружности или, если известно направление потока, по этому направлению. Отмечают время введения раствора в опытную скважину, время появления введенного вещества в одной из скважин и момент наступления его максимальной концентрации. Для этой цели из наблюдательных скважин регулярно берутся пробы воды. Скважина, в которой введенный раствор появится раньше, будет находиться по направлению потока. Установив направление потока, определяют скорость движения воды u по формуле

$$u = \frac{l}{T}, \quad (111)$$

где l — расстояние от опытной скважины до наблюдательной, расположенной по направлению потока, в метрах; T — время от начала введения раствора до появления его максимальной концентрации в наблюдательной скважине.

Появление в воде наблюдательной скважины индикатора устанавливается либо химическим путем, либо колориметрическим, либо электрометрическим.

Направление течения потока можно определить по наблюдениям за уровнем воды не менее чем в трех скважинах или по карте, на которой нанесены линии одинаковых отметок зеркала ненапорных подземных вод — гидроизогипсы (см. § 99). Линия, перпендикулярная гидроизогипсам, укажет направление движения подземных вод (рис. 49).

Скорость движения воды в водоносном пласте может быть вычислена, если известен коэффициент фильтрации водоносной породы и

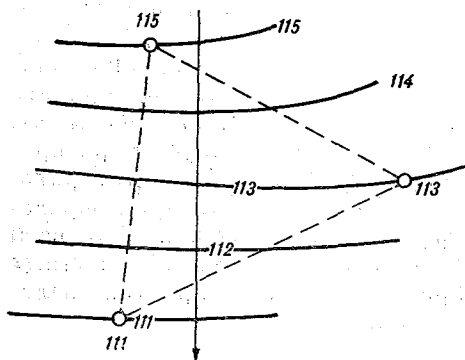


Рис. 49. Определение направления потока грунтовых вод.

уклон подземного потока. Для расчета скорости движения воды в мелкозернистых грунтах применяется формула Дарси. Для расчета скорости движения воды в трещиноватых породах, где движение приобретает характер турбулентного, применяется формула Шези (см. § 118). Для случая подземного потока она принимает вид $u = K_t \sqrt{i}$ (где K_t определяется опытным путем).

В последние годы получили распространение геофизические методы определения на-

правления и скорости движения грунтовых вод, не требующие устройства улавливающих скважин.

§ 94. Источники

На склонах долин, оврагов, по склонам гор, в пониженных местах котловин весьма часто наблюдаются выходы водоносных пластов на поверхность земли. Если водоносный пласт обнажен до уровня циркулирующих в нем вод, то в месте пересечения зеркала подземных вод с поверхностью земли подземные воды выходят на поверхность. Различают пластовые выходы и источники (родники). Пластовые выходы проявляются в равномерном увлажнении склона на относительно большом расстоянии вдоль пересечения его с водоносным пластом. Сосредоточенные выходы подземных вод в виде отдельных струй или потоков называются источниками (родниками).

По характеру выхода и условиям питания источники обычно подразделяются на нисходящие и восходящие. Нисходящие представляют собой свободный сток воды из водоносных горизонтов (обычно грунтовой и межпластовой) со свободной поверхностью. К восходящим относятся выходы напорных вод.

При пересечении водоносного пласта долиной появляются источники по обоим склонам долины или на одном из склонов, или в пониженных участках долины, в зависимости от положения водоносного и водоупорного пластов по отношению к долине.

Многочисленны выходы подземных вод в предгорьях на наклонных равнинах, сложенных рыхлым обломочным материалом, в крайних частях конусов выноса, где источники формируются по линии пересечения зеркала грунтовых вод дневной поверхностью. Такие источники широко распространены в предгорьях Средней Азии, Закавказья и др.

В карстовых областях формируются довольно мощные источники с расходом воды в отдельных случаях до нескольких кубических метров в секунду. По способу выхода на поверхность источники карстовых областей очень разнообразны. Распространены так называемые переливные и перемежающиеся, или сифонные, источники.

Переливные источники представляют собой выходы грунтовых вод из водоносного горизонта, залегающего на вогнутой поверхности

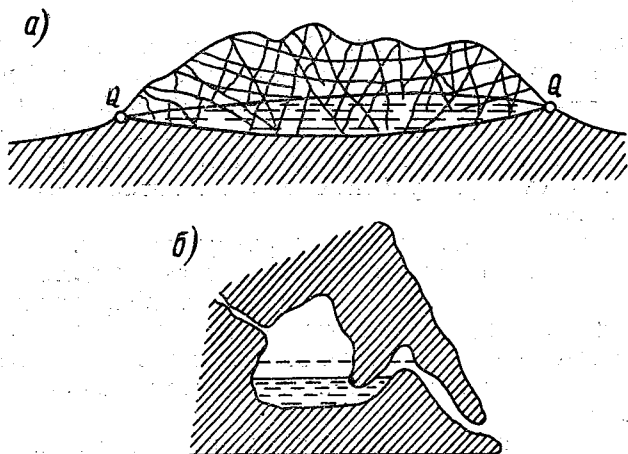


Рис. 50. Переливной (а) и сифонный (б) источники.

сти водоудора (рис. 50 а). Режим этих источников неустойчив; с падением уровня дебит источника быстро уменьшается и наоборот. К данному типу относится известный источник Воклюз во Франции. По названию этого источника подобные переливные источники получили наименование воклюзских. К типу воклюзских относится источник Аян в Крыму. В отдельные годы максимальный расход его превышает минимальный в 600 раз.

Для перемежающихся, или сифонных, источников характерно наличие резервуара — пещеры, в которой накапливается вода, и отводного канала в форме сифона. Источник действует только тогда, когда вода в резервуаре достигает уровня верхнего колена сифона (рис. 50 б).

Восходящие источники характерны для областей со сложной тектоникой. Часто они приурочены к зонам тектонических разрывов. В этом случае вода по трещинам с некоторой глубины под гидростатическим давлением, давлением пара или газа поднимается на

поверхность. Восходящие источники обладают обычно большим дебитом и иногда высокой температурой.

Источники, выбрасывающие воду под действием давления паров воды, имеющих на некоторой глубине температуру выше 100° С, называются гейзерами. Гейзеры действуют периодически. Наиболее известны гейзеры в Исландии, Йеллоустонском парке США, Новой Зеландии. В СССР они имеются на Камчатке в долине гейзеров.

ГЛАВА 24. ПИТАНИЕ И РЕЖИМ ПОЧВЕННЫХ И ГРУНТОВЫХ ВОД

§ 95. Источники питания

Пополнение запасов почвенной влаги и питание верхних горизонтов подземных вод происходят за счет влаги атмосферного происхождения — просачивания снеговых и дождевых вод, а также адсорбции водяного пара атмосферы почвой. Значение адсорбции в питании почвенных и грунтовых вод намного меньше, чем инфильтрации, хотя в некоторых районах ее доля в питании этих вод может быть весьма ощутима.

Почвы всюду питаются атмосферными водами. Некоторые из них получают дополнительное питание за счет грунтовых вод, поступающих извне. Почвы, находящиеся в депрессиях макро- и микрорельефа, обычно увлажняются еще и за счет поступления воды, стекающей со склонов, или за счет накопления снега в понижениях. Почвы пойменных террас получают питание во время весенних разливов речных вод.

Просачивание атмосферных вод происходит в почвы и породы зоны аэрации; далее, в пределах водоносного горизонта просачивание переходит в подземный сток. Последний осуществляется в виде подземных потоков в водопроницаемых пористых или трещиноватых породах. Интенсивность и величина просачивания, а также пути и интенсивность подземного стока определяются сочетанием климатических условий, степени расчлененности рельефа, водопроницаемости горных пород и характера геологических структур. Заметная роль принадлежит также характеру почв и растительного покрова, а также антропогенным факторам, например земледелию, водным мелиорациям и т. д.

В зоне недостаточного увлажнения питание грунтовых вод за счет просачивания атмосферных вод происходит лишь в местах, наиболее благоприятных для их скопления на поверхности и просачивания в глубину. Такими местами в степных равнинах являются пониженные участки (блюдца, котловины, балки), лесные полосы, а также участки, хорошо дренированные, сложенные водопроницаемыми породами.

В зоне избыточного увлажнения питание грунтовых вод за счет инфильтрации снеговых и дождевых вод происходит практически

повсеместно. Однако интенсивность этого процесса как во времени, так и по территории неодинакова, что связано с расчлененностью рельефа, типом почв, размещением растительности и т. п.

Вблизи рек, озер, водохранилищ, морских побережий, оросительных каналов питание грунтовых вод происходит также путем фильтрации вод из этих водных объектов. В некоторых областях (например, на равнинах, прилегающих к Аральскому и Каспийскому морям) наблюдается питание грунтовых вод не только за счет атмосферных осадков, но и за счет вод глубоких водоносных горизонтов, поступающих под напором сквозь водоупорные кровли. Питание грунтовых вод межгорных впадин и подгорных равнин засушливой зоны в значительной мере осуществляется за счет подтока подземных вод горных районов, орошаемых дождевыми, снеговыми и ледниковыми водами. Глубина залегания грунтовых вод по мере удаления от гор уменьшается, и на некотором расстоянии от них располагается зона выклинивания этих вод с многочисленными источниками. Примерами могут служить Ферганская котловина, предгорные районы Средней Азии. В последние годы все большее распространение получает искусственное питание подземных вод, по существу, создание подземных водохранилищ, которым, несомненно, принадлежит большое будущее.

§ 96. Режим почвенной влаги

Водный режим и режим влажности почв как один из элементов этого режима рассматриваются в курсах почвоведения. Здесь остановимся на основных положениях и выводах. Г. Н. Высоцкий, А. А. Роде и др. выделяют несколько типов водного режима почв. Кратко рассмотрим некоторые крайние типы этого режима.

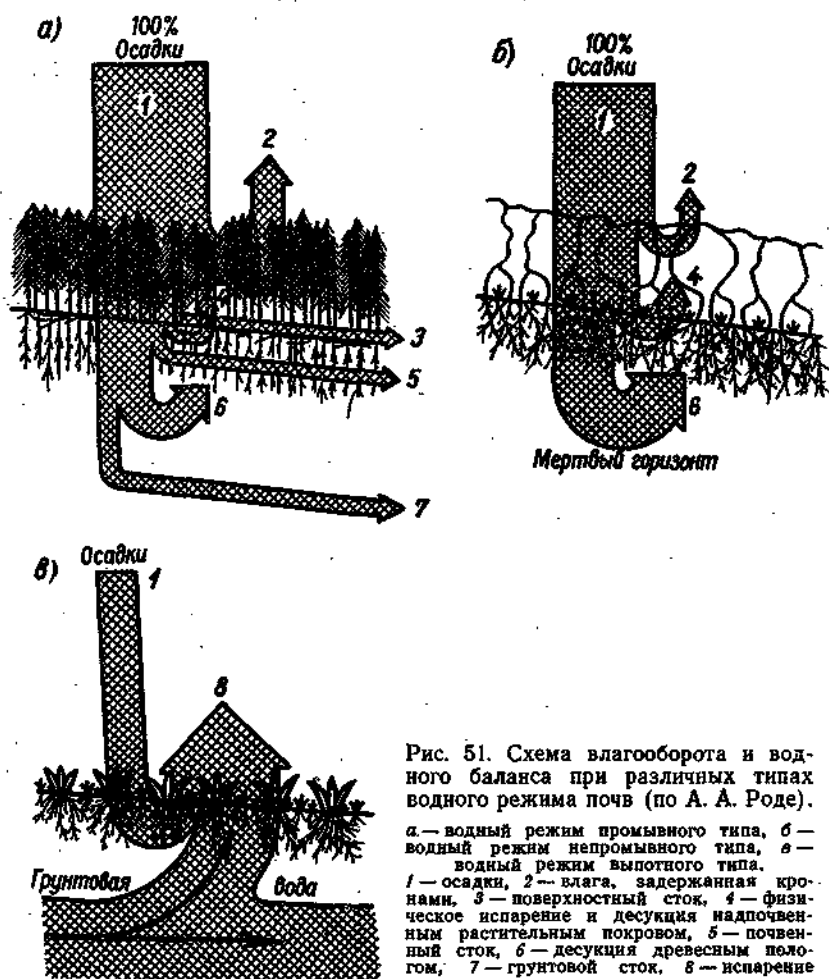
Промывной тип — характерен для областей, где сумма годовых осадков X_r превышает испаряемость $Z_{от}$. В этих условиях почвенная толща ежегодно подвергается сквозному промачиванию. В годовом обороте влаги нисходящее движение влаги в почве и грунтах преобладает над восходящим. Просачивающаяся вода достигает уровня грунтовых вод, и, таким образом, избыток ее удаляется из почвы почвенно-грунтовым стоком.

Непромывной тип характерен для областей, где $X_r \ll Z_{от}$. В почве часто наблюдается дефицит влажности, наибольший осенью и наименьший весной¹. Почва промачивается лишь на некоторую глубину, и просачивающаяся влага не достигает уровня грунтовых вод, которые залегают на глубине многих метров. Обмен влагой между атмосферой и нижерасположенной грунтовой толщей осуществляется через слой с очень малой влажностью, близкой к влажности устойчивого завядания растений (мертвый горизонт, по Г. Н. Высоцкому; см. стр. 185). Влага, поступившая в почву при инфильтрации осадков, возвращается в атмосферу в результате

¹ Дефицитом влажности почвы называют разность между запасом влаги, соответствующим наименьшей влагоемкости, и фактическим запасом.

испарения и десукции. Годовым влагооборотом охватывается только почвенная толща.

Выпотной тип формируется в засушливом климате ($X_r \ll Z_{ог}$) при условии близкого залегания грунтовых вод, обычно минерали-



зованных и получающих дополнительное питание со стороны. Верхняя граница капиллярной каймы грунтовых вод располагается в нижней части почвенной толщи. Корни растений отсасывают влагу из капиллярной каймы, и грунтовые воды как бы «отпотевают» через растения в атмосферу. На глубине поглощения влаги растениями образуется соленосный горизонт. Схема влагооборота для различных типов почв представлена на рис. 51.

В зависимости от источников увлажнения (атмосферное, грунтовое и др.) и степени увлажнения (полное насыщение, капиллярное, наименьшее сквозное или несквозное насыщение в весенний период) выделяются подтипы и классы водного режима почв.

В связи с постоянным влагообменом почвы с атмосферой и ниже-расположенными слоями грунта, потреблением влаги растениями влажность почвы испытывает колебания, среди которых наиболее отчетливо проявляются сезонные. Размах этих колебаний различен в зависимости от климатических условий, рельефа, типа самих почв и произрастающей на них растительности.

С изменением влажности почвы меняется ее инфильтрационная и водоудерживающая способность, а это в свою очередь вызывает перераспределение между поверхностным и грунтовым стоком и меняет соотношение между стоком и испарением. Влажность почвы является, таким образом, не только фактором осадков, но также и фактором стока и испарения (см. гл. 33).

На основании многолетних наблюдений за влажностью почв С. А. Веригу выделяет на территории СССР агрогидрологические зоны, характеризующиеся той или иной степенью увлажненности почв (рис. 52).

В зоне обводнения (полного насыщения почв, А. А. Роде) запасы продуктивной влаги¹ в метровом слое почвы достигают максимума весной, 250—300 мм. К концу лета отмечается минимум запасов, величина которых не снижается ниже 150 мм. В этих почвах большую часть года наблюдаются свободные гравитационные воды и верхняя граница капиллярной каймы отрывается от поверхности почвы только на два-три летних месяца. Очевидно, в зоне распространения этих почв большую часть года создаются условия для повышенного питания рек как подземными водами, так и водами поверхностного стекания.

В зоне слабого весеннего промачивания (несквозного насыщения, по Роде) годовой максимум запасов продуктивной влаги наблюдается также весной, но величина этих запасов в метровом слое составляет в среднем лишь 50—70 мм (ниже наименьшей влагоемкости). Глубина промачивания почвы в отдельные годы не превышает 50 см. Осенний минимум снижается до влажности завядания растений. Легкоподвижная почвенная влага имеется здесь только ранней весной и во время дождей, притом только в самых верхних слоях почвы. В зоне распространения этих почв создаются хорошие условия для впитывания влаги в почву, а также условия, ограничивающие возможность формирования как поверхностного, так и подземного стока. Поверхностный сток возникает, как правило, только весной.

¹ Продуктивная, активная, влага соответствует влажности почвы за вычетом влажности завядания растений.

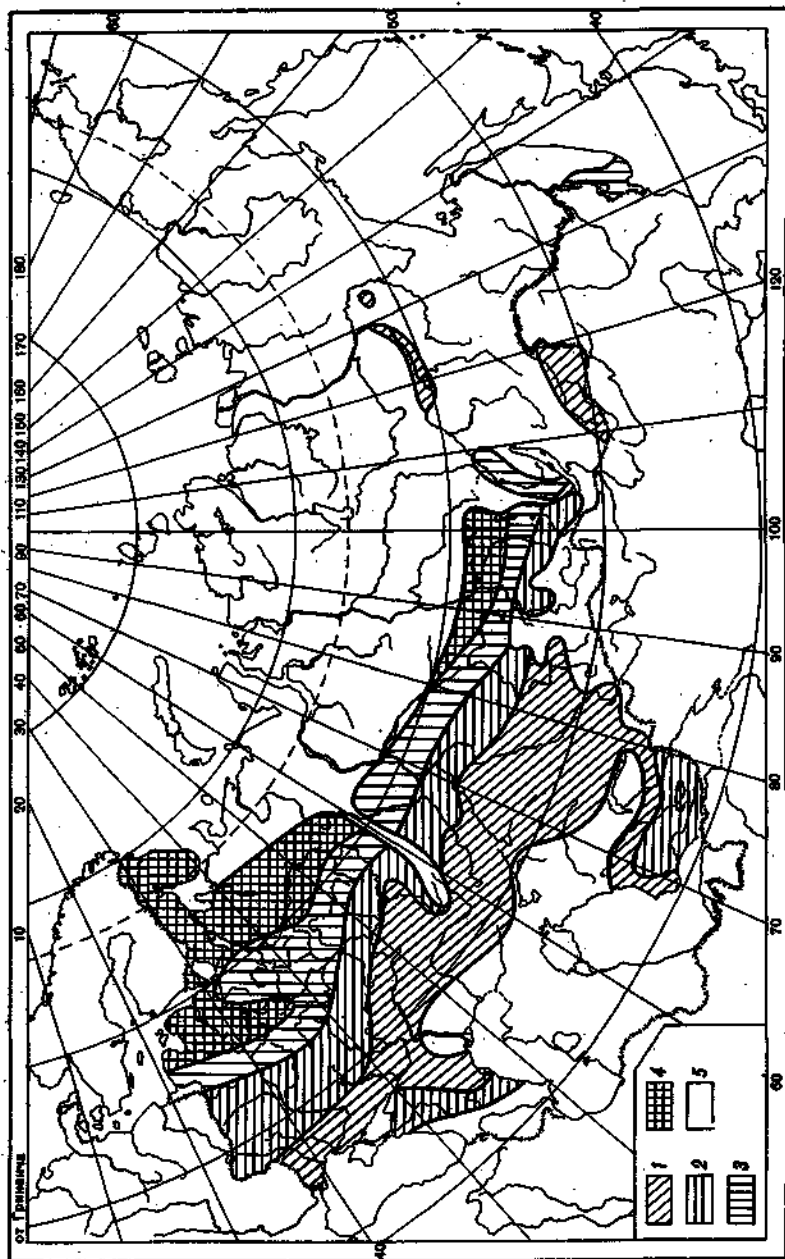


Рис. 52. Агрогидрологические зоны СССР (по С. А. Веригу и Л. А. Разумовой).

1 — зона слабого весеннего промачивания, 2 — зона полного весеннего промачивания, 3 — зона капиллярного промачивания, 4 — зона обводнения, 5 — районы горные поливные и слабонаблюденные в отношении влажности почвы.

§ 97. Режим грунтовых вод. Зависимость колебаний уровня от климата

Изменение во времени уровня подземных вод, их температуры, химического состава и минерализации называется режимом подземных вод. Наибольшие изменения элементов режима (уровня, температуры и др.) наблюдаются в водоносных горизонтах со свободной водной поверхностью, и тем больше, чем ближе воды расположены к поверхности земли. По своему режиму наиболее динамичны грунтовые воды. В этих водах проявляются годовые, сезонные и даже суточные колебания.

Природа колебаний уровня грунтовых вод различна. Выделяют два рода этих колебаний: действительные и кажущиеся. Кажущиеся колебания являются следствием изменения гидростатического давления воды в водоносном слое. «Кажущимися» они названы потому, что наблюдаются лишь в скважинах, колодцах и других наблюдательных объектах. Само же зеркало грунтовых вод (в пласте, а не в колодце), а запасы их могут оставаться без изменения. Колебания эти кратковременны и в значительной мере зависят от глубины зеркала грунтовых вод. Они резко выражены при близком залегании грунтовых вод от поверхности земли и сравнительно малой мощности зоны аэрации. В этом случае изменения объема воздуха в зоне аэрации влекут за собой изменения гидростатического давления в водоносном пласте, передающиеся в наблюдательные скважины в виде резких колебаний уровня воды. Изменение давления воздуха в зоне аэрации происходит под воздействием просачивающейся сверху воды, струи которой действуют в порах грунта как поршни, нагнетающие воздух, под влиянием температуры, изменения атмосферного давления и т. п. Кажущиеся колебания накладываются на действительные колебания зеркала грунтовых вод, в результате чего график колебаний уровня становится при неглубоком залегании грунтовых вод иногда довольно сложным. Действительные колебания отражают изменения запасов воды в водоносном слое и тесно связаны с условиями питания и расходования грунтовых вод, т. е. с атмосферными осадками, испарением, стоком.

Амплитуда колебаний уровня грунтовых вод определяется не только изменением запасов, но и водными свойствами породы, вмещающей воду, и, в частности, ее водоотдачей. Известно, что один и тот же объем породы с разными водными свойствами содержит разное количество воды, способной к свободному вытеканию. Следовательно, чем меньше будет водоотдача, чем меньше свободной воды способна вмещать порода в единице объема, тем большие колебания уровня происходят в водоносном слое при прочих равных условиях (рис. 53).

По исследованиям ВСЕГИНГЕО, на территории СССР выделяются три типа режима грунтовых вод:

- 1) кратковременного, преимущественно летнего питания («мерзлотный»),

- 2) сезонного питания (преимущественно весенне-осеннего),
- 3) круглогодичного питания (преимущественно зимнего).

Выделение этих типов режима определяется зональными особенностями питания и расходования грунтовых вод. Первый тип режима — мерзлотный — отличается не только кратковременностью питания, но и коротким (летним) периодом стока грунтовых вод вследствие промерзания их в условиях сурового климата и многолетней мерзлоты. Тип сезонного питания грунтовых вод характерен для континентального климата с продолжительной и холодной зимой, когда отсутствует пополнение запасов грунтовых вод путем инфильтрации атмосферных осадков. Расходование в виде грунтового

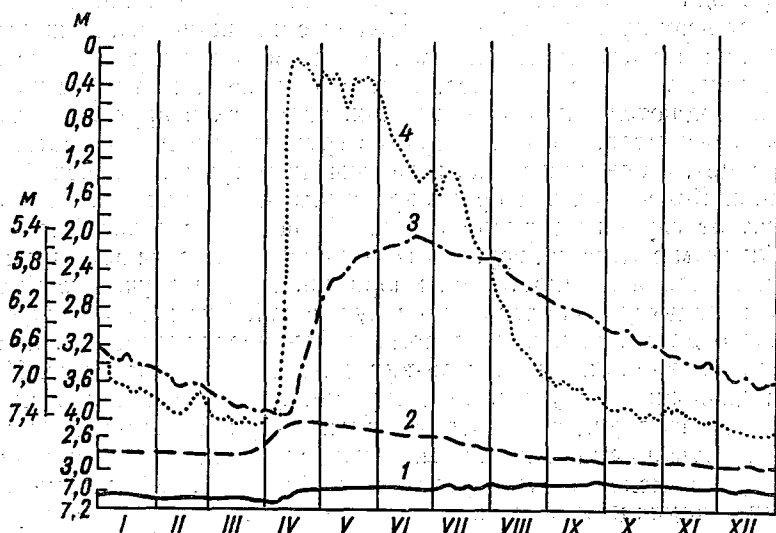


Рис. 53. Колебания уровня грунтовых вод в различных по литологическому составу породах и на различной глубине залегания (по Л. И. Субботину).

1, 2 — песчаный грунт и гравий с галькой; 3, 4 — суглинки.

стока осуществляется в течение всего года, потери же на испарение происходят в теплый сезон. Для этого типа в колебаниях уровня прослеживаются два максимума (весной и осенью) и два минимума (летом и зимой). Подобный ход уровней характерен для областей с близким залеганием грунтовых вод к дневной поверхности (рис. 54). Время наступления максимумов по мере перехода от зоны избыточного увлажнения к зонам переменного и недостаточного увлажнения смещается: весеннего на более ранние, а осеннего на более поздние сроки.

Круглогодичное питание грунтовых вод свойственно климату с непродолжительной мягкой зимой, в течение которой инфильтрация атмосферных осадков в грунт не прерывается, потери же на испарение ничтожны. По этим причинам уровень грунтовых вод на

чая с осени повышается и достигает максимума в середине зимы. К концу зимы, весной и летом в связи с возрастающими потерями на испарение уровень снижается и минимум его наступает в июле—августе (рис. 55).

Эти закономерности уровневого режима грунтовых вод, характерные для той или иной климатической зоны, могут сильно меняться в зависимости от геологического строения местности и гидрогеологических ее особенностей. Существенное значение имеет глубина залегания грунтовых вод. С ее увеличением колебания уровня, вызванные изменением метеорологических факторов, сгла-

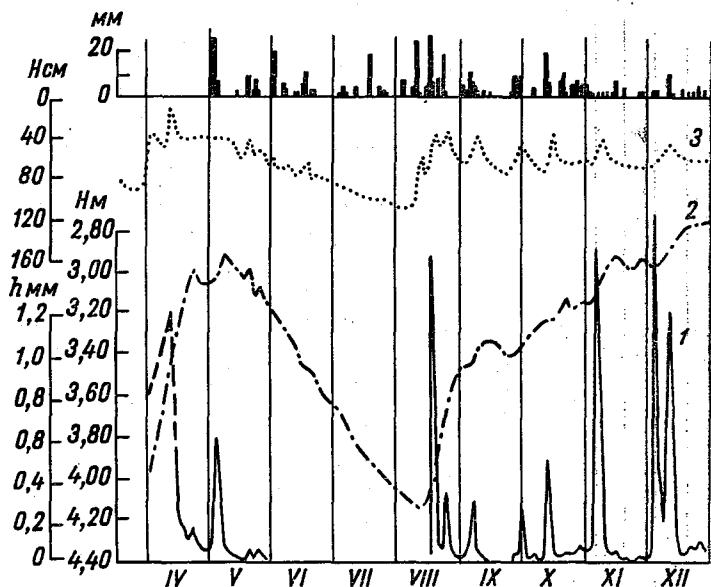


Рис. 54. Осадки, сток (h) в логе Лизлово (1) и колебание уровней грунтовых (2) и почвенно-грунтовых вод (3) в скважинах Подмосковной станции в 1960 г. (по Л. И. Субботину).

живаются, происходит запаздывание в наступлении максимума и минимума уровня, иногда на несколько месяцев.

В отдельные годы в зависимости от метеорологических условий средняя высота уровня может быть различной. В районах, где грунтовые воды залегают близко от поверхности, отчетливо заметно понижение их уровня в засушливые годы и повышение в годы с обильными осадками.

Температура грунтовых вод, залегающих вблизи поверхности земли и питающихся, как правило, атмосферными осадками данного места, испытывает влияние температуры воздуха, и тем отчетливее, чем ближе к поверхности залегают грунтовые воды. Суточные колебания температуры проникают до глубины около 1—2 м, сезонные — до глубины слоя грунта с постоянной температурой. Колебания температуры воздуха отражаются в колебании температуры воды

в сглаженном виде и с запазданием во времени наступления максимумов и минимумов температуры, увеличивающимся с глубиной.

Если область питания грунтовых вод расположена вдали от области их распространения, то в их температурном режиме прояв-

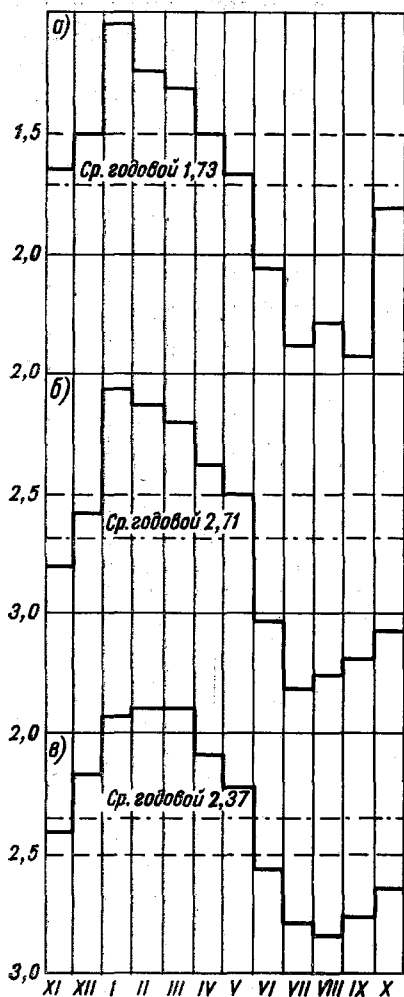


Рис. 55. Колебания средних месячных уровней грунтовых вод в Северной Германии за 1916—1925 гг. (по Кене).

а — Норвальде, б — Фридебург, в — Лембург.

ляется влияние не только температуры воздуха области распространения, но и главным образом температуры источника питания. Примером могут служить грунтовые воды предгорий и пустынных районов Средней Азии, питание которых происходит за счет таяния снежников. Холодные воды снежников поступают к месту наблюдения на равнине с запазданием, вследствие чего к концу лета по мере поступления холодных вод температура грунтовых вод равнин может значительно понизиться.

Таким образом, температура грунтовых вод может служить показателем источника питания и относительной глубины залегания их от поверхности. Резкие колебания температуры грунтовых вод служат неблагоприятным показателем в отношении санитарного качества вод. Такие воды тесно связаны с поверхностью и могут легко загрязняться.

Химический состав подземных вод определяется сложными процессами взаимодействия между составом горных пород, вмещающих воды того или иного горизонта, и динамикой самих вод не только в настоящем, но и в прошлом.

Минерализация грунтовых вод меняется в широких пределах: от 100—150 мг/л до нескольких десятков граммов на литр. Грунтовые воды, таким образом, могут быть пресными, солоноватыми и солеными. Пресные воды (по В. И. Вернадскому) содер-

жат в растворе менее 1 г/л солей, солоноватые — от 1 до 10 г/л, соленые — от 10 до 50 г/л и рассолы — более 50 г/л.

Химический состав и минерализация грунтовых вод, тесно свя-

занных с поверхностными и почвенными водами, отражают влияние климатических условий. Это влияние тем больше, чем ближе воды расположены к земной поверхности.

В зоне избыточного увлажнения преобладает просачивание атмосферных осадков над восходящими токами грунтовых растворов по капиллярам к поверхности. Это привело в предшествующий исторический период к выщелачиванию (промытости) почв и грунтов от легкорастворимых хлоридных и сульфатных солей. В современный период соли, формирующиеся вблизи поверхности в засушливое время года, растворяются атмосферными осадками и выносятся с грунтовыми водами в реки. Таким образом, в зоне избыточного увлажнения формируются пресные грунтовые воды с малым содержанием ионов $\text{SO}_4^{''}$ и Cl' . Основой их состава являются главным образом ионы $\text{Ca}^{''}$, HCO_3' .

В засушливой зоне, где испаряемость превышает годовую сумму атмосферных осадков и промывной режим отсутствует, происходит засоление грунтовых вод. В составе этих вод преобладают относительно легко растворимые сульфатные и хлоридные соли.

Таким образом, зависимость формирования подземных вод зоны активного водообмена от гидрометеорологических условий определяет как зональность изменения их состава по территории соответственно изменению климата, так и сезонные изменения уровня, температуры, химического состава в течение годового периода.

§ 98. Взаимосвязь речных и подземных вод

Взаимосвязь речных и подземных вод наиболее полно рассмотрена в работах Б. И. Куделина и О. В. Попова.

Характер взаимосвязи между речными и подземными водами различен. В зависимости от условий залегания водоносного пласта, глубины вреза речных долин и положения мест выхода подземных вод на поверхность по отношению к высоте стояния уровня воды в реке возникают различные условия для гидравлической связи речных и подземных вод. Гидравлическая связь может быть постоянной, периодической или отсутствовать вовсе.

При отсутствии гидравлической связи колебания уровня подземных вод не определяются колебаниями уровня воды в реке. Это характерно для случая, когда грунтовой поток, направленный к реке, выходит на поверхность на склонах речных долин выше наивысшего уровня воды в реке (рис. 56 а). Отсутствие гидравлической связи может быть временным — при низком стоянии уровня воды в реке (рис. 56 б).

При гидравлической связи возможно несколько случаев соотношения речных и подземных вод. Наиболее часто наблюдаются на равнинных реках следующие соотношения.

1. Грунтовые воды питают реку при низком стоянии уровня воды в ее русле. При прохождении половодья (паводков), когда подъем воды в реке значительно превышает уровень стояния грунтовых вод,

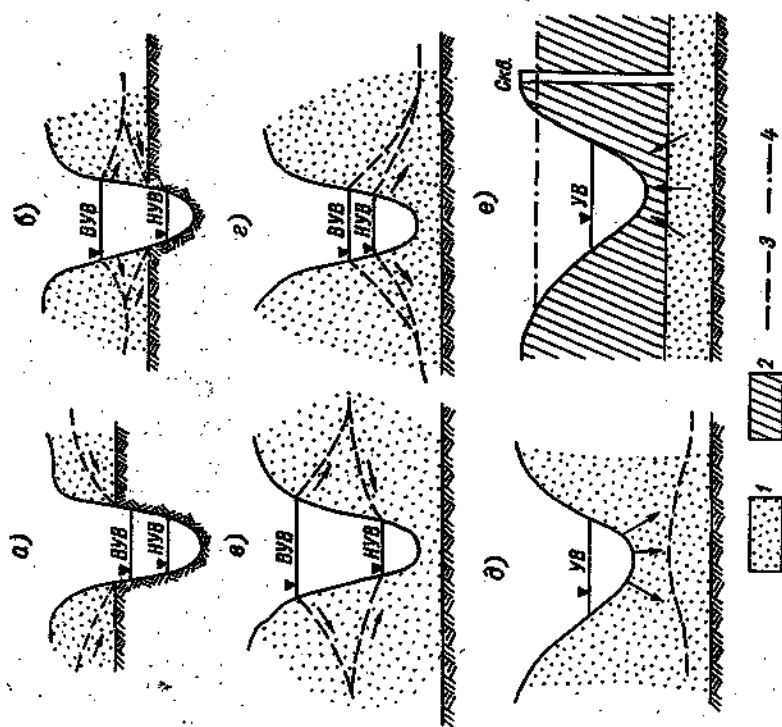


Рис. 56. Различные случаи соотношения речных и грунтовых вод.

1 — водопроницаемый слой, 2 — водоупорный слой, 3 — уровень грунтовых вод, 4 — пьезометрический уровень.

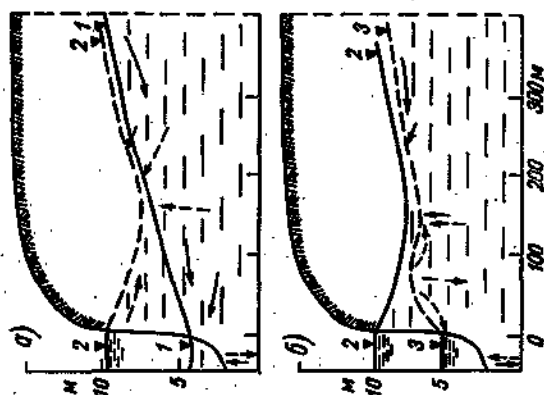


Рис. 57. Схема берегового регулирования (по О. В. Попову).

а — на подтеке, б — на спаде. Стрелками указаны линии токов воды в водоносном пласте при уровнях воды в реке: 1 — до подтека, 2 — при наибольшем уровне, 3 — на спаде.

происходит фильтрация речных вод в берега. В прибрежной зоне создаются большие запасы грунтовых вод не только за счет просачивания речных вод, но и вследствие аккумуляции грунтовых вод, не находящихся стока в русло из-за подпора, создаваемого высокими паводочными уровнями в реке. Уровни грунтовых вод и уровни реки в этом случае сопряжены, и колебания уровней реки передаются уровенной поверхности грунтовых вод (рис. 56 а, 57).

2. Запасы грунтовых вод постоянно пополняются за счет фильтрации речных вод. Это происходит вследствие того, что уровни в реке всегда стоят выше зеркала грунтовых вод (рис. 56 г, д). Од-

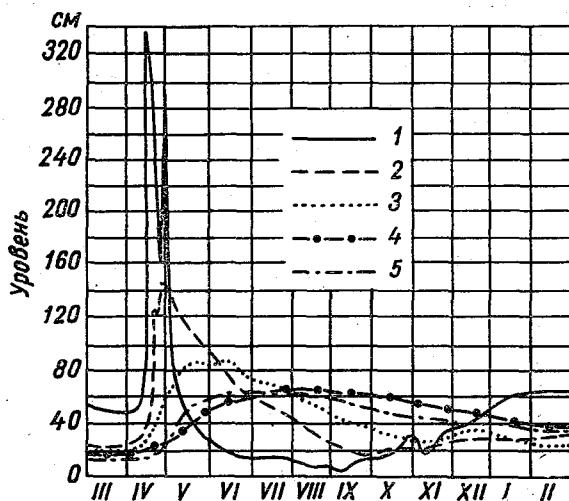


Рис. 58. Колебания уровня р. Боровки и грунтовых вод на разных расстояниях от реки (по В. И. Рутковскому).

1 — р. Боровка, вод. пост Паннина; 2 — скв. № 1 на первой террасе, расстояние от реки 0,5 км; 3 — скв. № 2, расстояние от реки 0,8 км; 4 — скв. № 3, расстояние от реки 2,5 км; 5 — скв. № 4, расстояние от реки 3,5 км.

ностороннее питание речными водами характерно для засушливых районов. Примером может служить р. Кура, дно русла которой расположено выше зеркала грунтовых вод прилегающей низменности. Аналогичное явление наблюдается в карстовых районах, например Урала, где во время паводков речные воды расходуются на заполнение карстовых полостей.

3. Река получает питание из напорного водоносного пласта, имеющего постоянную гидравлическую связь с рекой (рис. 56 е). Это питание осуществляется либо путем непосредственного поступления напорных вод в русло реки по тектоническим разломам и трещинам, либо путем напорной фильтрации через водоупорную кровлю, либо через пласты водопроницаемых пород, воды которых дренируются реками. Режим питания напорными водами зависит

от сочетания изменений пьезометрического уровня в водоносном слое и уровней в реке.

Водообмен между рекой и гидравлически связанными с ней водоносными пластами в периоды половодья или паводков называется береговым регулированием руслового стока.

Явление берегового регулирования приводит к перераспределению во времени руслового стока. Этим объясняется зависимость режима подземного стока в прибрежной полосе от режима реки.

Расходы речных вод на фильтрацию в берега могут достигать значительных размеров, особенно при выходе воды на пойму.

Ширина прибрежной полосы, в которой проявляется влияние реки на уровенный режим подземных вод, при прочих равных условиях будет тем больше, чем больше амплитуда колебаний уровней реки, чем длительнее стояние высоких вод в реке и чем меньше уклон грунтового потока. С удалением от реки воздействие речных вод на колебания уровня грунтовых вод постепенно затухает и в местах выклинивания подпора становится незаметным или происходит независимо от речных вод (рис. 58).

§ 99. Понятие о гидрогеологической съемке и изучение режима грунтовых вод

Гидрогеологическая съемка — комплекс полевых исследований подземных вод района с целью изучения морфологических особенностей этих вод, их формирования и ресурсов. В процессе съемки требуется выяснить условия залегания водоносных горизонтов, в частности глубину залегания и площадь распространения подземных вод, особенности питания, режим подземных вод и связь отдельных водоносных горизонтов друг с другом и поверхностными водами, запасы подземных вод и их физико-химические свойства.

Составными элементами гидрогеологической съемки, помимо геологических и геоморфологических исследований, являются следующие: изучение источников, колодцев, буровых скважин и источников существующего водоснабжения; регистрация, описание и картирование физико-географических явлений, связанных с подземными водами, — оползней, карстовых образований, просадок, заболачивания, засоления; изучение связи подземных вод с поверхностными.

Описание естественных выходов подземных вод, колодцев и скважин ведется по специальной программе, по которой, в частности, предусматривается измерение дебита источников, глубины залегания и мощности слоя воды в колодцах, скважинах, химический анализ воды, определение температуры и других физических свойств. Собранные сведения служат основным материалом для первого суждения о подземных водах района.

Для выяснения положения и формы зеркала грунтовых вод определяются высотные отметки зеркала грунтовых вод в ряде точек путем нивелировки его положения в колодцах, специально устраиваемых шурфах и буровых скважинах.

Одним из важнейших результатов гидрогеологической съемки

является гидрогеологическая карта с соответствующим гидрогеологическим описанием. Степень подробности гидрогеологической карты, как и самой гидрогеологической съемки, определяется задачами исследования и применяемой методикой работ. Гидрогеологическая карта обычно составляется на геологической основе. Для гидролога весьма существенным является картирование мест выхода подземных вод на поверхность и указание на количественные характеристики подземных вод, в частности на положение зеркала грунтовых вод, размеры дебитов, температуру и минерализацию. Глубина залегания зеркала грунтовых вод изображается на карте в виде гидроизогипс — линий равных отметок положения уровня грунтовых вод.

Изучение режима грунтовых вод производится путем стационарных наблюдений за колебаниями уровня, расхода воды, температуры, химического состава, минерализации и т. д. Наблюдения производятся на специальных наблюдательных пунктах в одни и те же сроки по стандартным программам и наставлениям. В качестве наблюдательных пунктов используются источники, колодцы (существующие и специально устроенные) и буровые скважины.

ГЛАВА 25. ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРУНТОВЫХ ВОД

§ 100. Представления о зональности грунтовых вод

Идея об естественноисторической зональности природных явлений, высказанная великим русским ученым В. В. Докучаевым, впервые была применена к географическому распространению грунтовых вод П. В. Отоцким, показавшим, что распределение грунтовых вод на территории европейской части СССР носит зональный характер: по мере движения с севера на юг грунтовые воды углубляются и минерализуются, содержание в них органических веществ уменьшается. Эта идея в дальнейшем была развита В. С. Ильиным, Б. Л. Личковым, О. К. Ланге, Г. Н. Каменским, И. В. Гармоновым.

В. С. Ильиным впервые была составлена карта грунтовых вод европейской части СССР. На этой карте зоны грунтовых вод были выделены как по климатическим признакам, так и по геоморфологическим, в частности по глубине вреза эрозионной сети. Эти зоны следующие: тундровых вод, высоких вод севера, неглубоких оврагов, глубоких оврагов, овражно-балочная и зона причерноморских и прикаспийских балок. Наряду с зональными водами Ильин выделил воды азональные, распределение которых подчинено главным образом геолого-геоморфологическим условиям и которые могут встречаться в любой географической зоне (воды области массивных горных пород, карста, аллювиальных отложений речных долин и др.).

Не все исследователи глубину залегания грунтовых вод, которая может зависеть от глубины залегания водоупора, принимают в качестве признака зональности. Некоторые основным признаком зональности грунтовых вод считают химический состав, определяемый

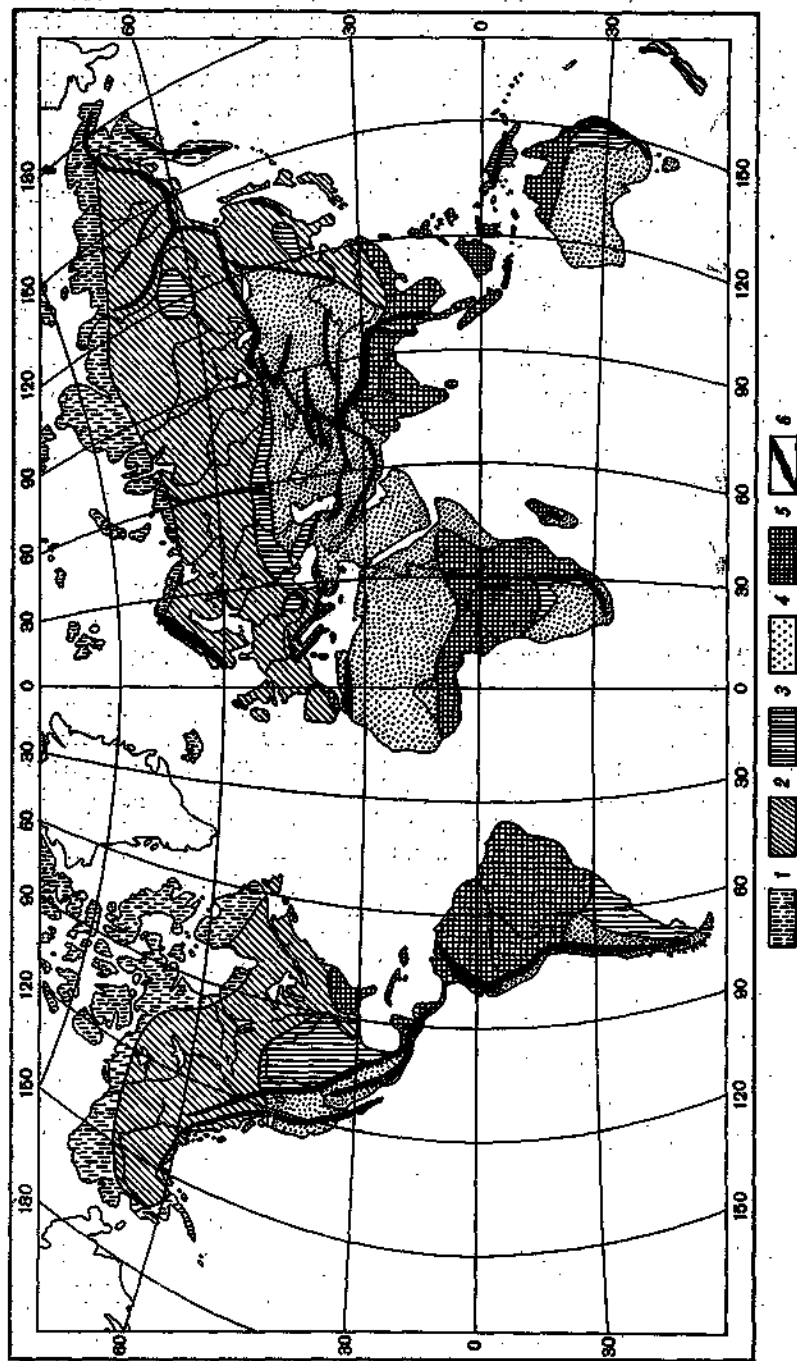


Рис. 59. Схематическая карта зон гидрохимических фаций грунтовых и озерных вод (по Г. А. Максимовичу).

1 — зоны с вероятным преобладанием кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных, богатых органическими веществами гидрохимических фаций вод тундр; 2 — зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций лесного пояса; 3 — зоны преобладания сульфатных, натриевых и гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических фаций степей; 4 — зоны преобладания хлоридных гидрохимических фаций пустынь; 5 — зоны преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций тропиков и субтропиков; 6 — горная вершинная зона.

в основном двумя направлениями гидрогеологического процесса — выщелачиванием и соленакоплением (см. стр. 207). Так, Г. А. Максимович, обобщая работы и развивая идеи своих предшественников (В. И. Вернадского, Б. Л. Личкова и др.), выделяет на земном шаре девять зон гидрохимических фаций¹ грунтовых вод, тесно связанных с географическими поясами (рис. 59). Это зоны преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций, гидрокарбонатно-кальциевых, сульфатных, натриевых и гидрокарбонатно-натриевых и хлоридных.

В каждой из названных зон могут быть выделены области и районы с другими гидрохимическими фациями, появление которых обусловливается местными причинами.

В горах, в области развития кристаллических и метаморфических пород, гидрохимические фации грунтовых вод характеризуются развитием вертикальной поясности.

При постепенной смене гидрохимических фаций в направлении с севера на юг, по мере продвижения из зоны выщелачивания в зону соленакопления, минерализация грунтовых вод изменяется от нескольких миллиграммов на литр до 100 г/л и более.

Зональные закономерности распространяются и на подземный сток в реки.

§ 101. Распределение грунтовых вод на территории СССР

О. К. Ланге, развивая идею о зональном распределении грунтовых вод, вносит некоторые исправления и дополнения в схему В. С. Ильина. На территории СССР он выделяет три обособленные провинции, различающиеся между собой по характеру климатических особенностей и имеющие своеобразные черты в распределении грунтовых вод. Внутри провинций он выделяет зоны с типичными для них грунтовыми водами.

Первая провинция — многолетней мерзлоты, характеризуется отрицательными средними годовыми температурами воздуха. Она занимает около 47% всей территории СССР. Мощность многолетнемерзлых пород различна: от 1—2 м до нескольких сотен. Многолетнемерзлые породы ежегодно оттаивают летом на ту или иную глубину, а зимой снова промерзают. Это так называемый деятельный слой. В нем циркулируют атмосферные воды, развивается корневая система растений, происходит процесс почвообразования. Деятельный слой не всегда соприкасается с верхней поверхностью многолетнемерзлого грунта. При глубоком залегании многолетнемерзлых пород деятельный слой отделен от них слоем грунта с положительной температурой.

В области многолетней мерзлоты, по Н. И. Толстихину, выделяются три категории подземных вод: надмерзлотные, межмерзлот-

¹ Под гидрохимической фацией Г. А. Максимович понимает участок расположения грунтового потока или бассейна, воды которого характеризуются одинаковыми гидрохимическими свойствами, определяемыми по преобладанию в воде растворенных веществ (ионов, коллоидов).

ные, подмерзлотные. Надмерзлотные воды относятся к категории грунтовых вод и верховодки. Они залегают вблизи земной поверхности, либо в деятельном слое, либо ниже него. Мерзлый грунт служит для них водоупором. Питаются эти воды атмосферными осадками, талыми водами многолетней мерзлоты, а также за счет конденсации водяного пара атмосферы. Наиболее обилен водоносный горизонт надмерзлотных вод летом в дождливый период. Зимой эти воды полностью или частично замерзают.

По условиям залегания и режиму надмерзлотные воды разделяются на три типа: сезонно промерзающие, сезонно полупромерзающие и сезонно непромерзающие. Соответственно этим типам режима в провинции многолетней мерзлоты на карте-схеме Ланге (рис. 60) выделяются две зоны: 1) зона сплошной мерзлоты с сезонно-промерзающими водами (*I*) и 2) зона таликовой (*IIa*) и островной мерзлоты (*IIб*) с сезоннополупромерзающими и сезонно-непромерзающими водами.

Сезоннопромерзающие воды находятся в пределах деятельного слоя. Они представляют собой верховодку. В жидком виде они существуют на севере зоны только два-три летних месяца, на юге — до полугода. При замерзании эти воды, ограниченные многолетне-мерзлым водоупором снизу и мерзлым грунтом сверху, увеличиваются в объеме, за счет чего в них развивается сильное давление, под действием которого поверхностные грунты как более податливые вспучиваются буграми. Нередко эти бугры разрываются с поверхности трещинами, по которым надмерзлотные воды вытекают на поверхность и замерзают, образуя скопление льда — грунтовые наледы.

Сезоннополупромерзающие и сезоннонепромерзающие воды характеризуются либо полным, либо частичным отсутствием сезонного промерзания. Их появление связано с отступанием вглубь верхней поверхности многолетней мерзлоты.

Температура надмерзлотных вод редко выходит за пределы 0—5°С. Минерализация их невысока, но зато они богаты органическими веществами и кислородом. Для водоснабжения эти воды малопригодны. Однако они требуют к себе большого внимания: при возведении разного рода сооружений нарушается естественный режим грунтовых вод, образуются наледы, бугры вспучивания, которые могут повлечь за собой ряд неприятных последствий.

Среди надмерзлотных вод особое положение занимают воды, приуроченные к таликам. Существование таликов часто обусловлено совместным обогревающим влиянием поверхностных (речных и озерных) и тесно с ними связанных подземных вод. При благоприятном в гидрогеологическом отношении составе горных пород такие талики водоносны и их воды служат устойчивым источником питания рек. Через талики может осуществляться связь между надмерзлотными, межмерзлотными и подмерзлотными водами. Межмерзлотные воды находятся в пределах толщи мерзлоты как в жидкой, так и в твердой фазе. Подмерзлотные воды перекрываются сверху мерзлой толщей. Чаще это напорные воды. Межмерзлотные и

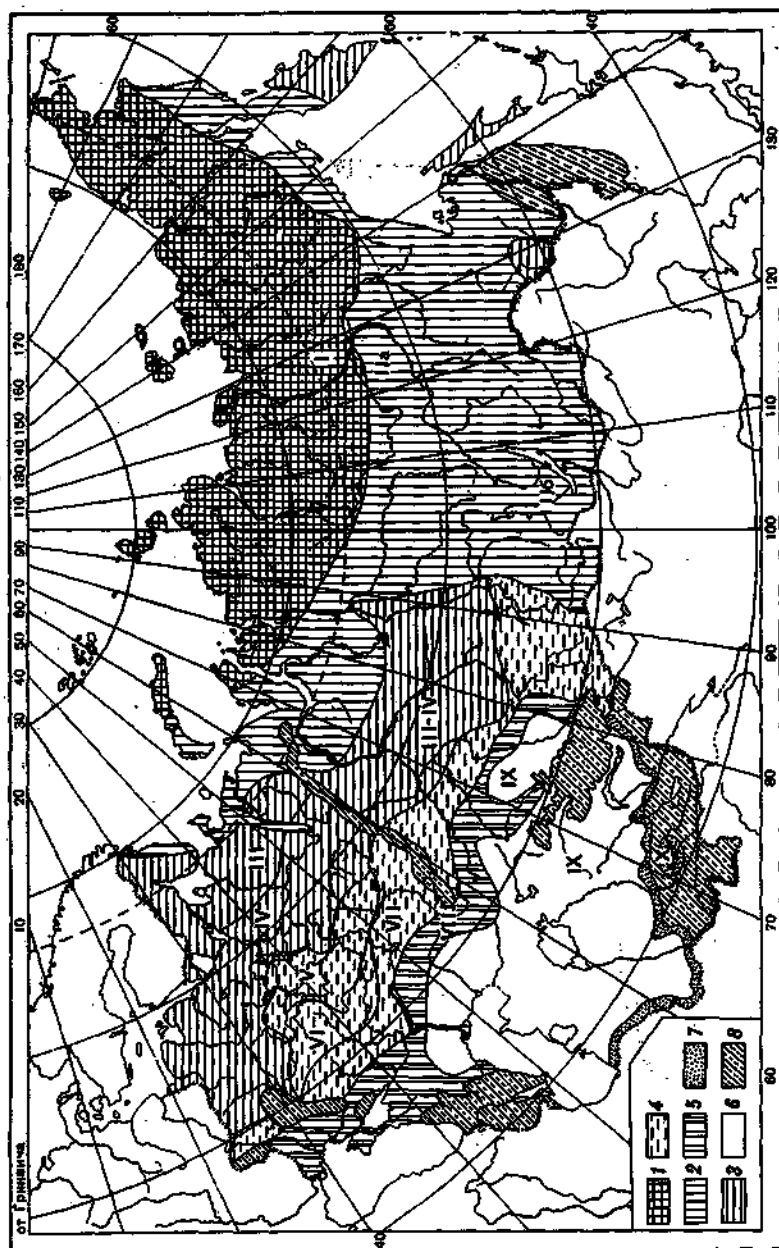


Рис. 60. Схема провинций и зон грунтовых вод на территории СССР (по О. К. Ланге).

1 — зона сплошной многолетней мерзлоты; 2 — зона тундровой (III) и островной (III) мерзлоты; 3 — зона тундровых вод (III) и высоких вод Севера (IV); 4 — зона неглубоких оврагов (V), зона грунтовых оврагов (VI) и зона озарно-белочная (VII); 5 — зона неглубоких балок Прикаспия (VIII); 6 — зона равнинного подземного стока и испарения (IX); 7 — зона подгорных цедифов и предгорных равнин (X); 8 — области аномальных грунтовых вод.

подмерзлотные воды при выходе на поверхность или в аллювиальные отложения речных долин служат источником питания рек.

Вторая провинция — постоянного и переменного увлажнения, охватывает почти всю равнинную часть Европейской территории СССР и часть Западно-Сибирской низменности. В ней выделено шесть зон (III—VIII), очерченных на представленной карте-схеме (см. рис. 60) и сохранивших название, данное им В. С. Ильиным.

По мере продвижения с севера на юг минерализация и глубина залегания грунтовых вод увеличиваются. В зоне тундровых грунтовых вод минерализация их составляет около 0,1 г/л и воды залегают вблизи поверхности; в зоне высоких грунтовых вод севера на междуречных пространствах зеркало грунтовых вод удалено от поверхности земли на 2—4 м и воды по химическому составу принадлежат к гидрокарбонатно-кальциевым; в зоне грунтовых вод причерноморских и прикаспийских балок воды становятся жесткими и иногда солоноватыми. Глубина залегания их на водоразделах в районе причерноморских балок достигает нескольких десятков метров.

Третья провинция — недостаточного увлажнения (аридная область); в ней выделяются: зона равновесия подземного стока и испарения (IX) и зона грунтовых вод подгорных шлейфов и предгорных равнин (X). К этой же провинции Ланге присоединяет и зону прикаспийских балок Ильина.

Зона равновесия подземного стока и испарения занимает обширные пространства бессточных областей Средней Азии и Казахстана. Характерной особенностью этой зоны является несоответствие областей питания и распространения грунтовых вод. Они поступают сюда с севера, востока и юга — из зоны предгорных равнин и подгорных шлейфов, окаймляющих горные массивы. Воды эти расходуются главным образом на испарение.

Грунтовые воды зоны подгорных шлейфов и предгорных равнин формируются как за счет пришлых вод — подземного стока горных областей, так и за счет местных вод — атмосферных осадков — и в значительно большей мере за счет фильтрации речных вод и вод ирригационных каналов. В этой зоне в ряде районов выделяются участки, образуемые конусами выносов рек. В краевых частях их наблюдаются обильные выходы грунтовых вод.

Помимо зональных вод, на рис. 60 выделены аazonальные воды.

Дальнейшее изучение грунтовых вод позволило выявить большое разнообразие в распределении их по территории СССР. В Физико-географическом атласе мира (1964 г.) опубликована новая сводная карта грунтовых вод СССР, составленная И. К. Зайцевым и М. П. Распоповым.

ГЛАВА 26. МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

§ 102. Понятие о минеральных водах

Минеральными принято называть такие воды, которые в силу своего особого химического состава или физических свойств (радиоактивности, повышенной температуры) оказывают определен-

ное воздействие на организм человека. Эти воды часто относятся к категории лечебных. Величина минерализации является важным критерием, однако отождествлять минерализованные воды с минеральными нельзя: известны минеральные воды с малой минерализацией. Лечебные свойства минеральным водам придает содержание в них некоторых характерных ионов и газов (табл. 22).

Таблица 22

Содержание характерных ионов и газов в минеральных водах¹

Ионы и газы	Минерализация (мг/л), свыше	Ионы и газы	Минерализация (мг/л), свыше
Свободный углекислый газ . .	250	Бром	5
Сероводород . .	1	Иод	1
Литий	1	Мышьяковая кислота	1
Стронций	10	Борная кислота	5
Железо	10	Барий	5
Фтор	2		

¹ Указанные величины содержания ионов носят примерный характер.

Подземные минеральные воды в большинстве случаев представлены минеральными источниками, самоизливающимися на поверхность под гидростатическим напором или давлением газов. Наиболее крупные из них обычно связаны с зонами тектонических разрывов. По содержанию ионов и соотношению между ними минеральные воды очень разнообразны. Однако, несмотря на их разнообразие, можно наметить отдельные области с преобладанием того или иного состава вод. Распределение основных типов минеральных вод связано с геотектоническим расчленением земной коры на зоны альпийской складчатости и участки платформ.

§ 103. Распространение минеральных вод на территории СССР

На обширной территории СССР выделяют несколько гидрогеологических областей и районов природных минеральных вод соответственно преобладанию в них вод, характерных по химическому составу и физическим свойствам. По А. М. Овчинникову, эти области и районы следующие.

Области углекислых вод приурочены к районам проявления молодых интрузий (Закарпатье, Кавказ, Памир, Южный Тянь-Шань, Саяны, Забайкалье, Сихотэ-Алинь). Наиболее известен район Кавказских Минеральных Вод.

Области азотных вод с повышенной температурой широкой полосой окружают области углекислых вод. Воды эти обычно приурочены к тектоническим разломам и трещинам в изверженных горных породах. Азотные термальные источники известны на Тянь-Шане и Алтае.

Области хлоридно-натриевых и хлоридно-кальциево-натриевых вод приурочены к глубоким артезианским бассейнам платформ.

Районы сероводородных, азотометановых и метановых вод приурочены к осадочным отложениям и часто связаны с нефтеносными месторождениями. Наибольшей известностью пользуются мацестинские воды на Кавказе.

Области радоновых и железистых вод расположены главным образом в районах развития кристаллических и метаморфических пород (Карелия и Кольский полуостров, Донецкий кряж, Урал, Казахский мелкосопочник, Среднесибирское плоскогорье и пр.). Из минеральных радиоактивных источников известны источники Цхалтубо (Грузинская ССР), Белокуриха (Алтайский край) и др.

ГЛАВА 27. РОЛЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Подземные воды участвуют в различных физико-географических процессах. Как уже отмечалось, сток подземных вод является одним из звеньев круговорота воды на земном шаре и составной частью речного стока. Вместе с подземными водами в реки поступают растворенные вещества, содержащиеся в земной коре. На отдельных участках земной поверхности, на склонах, в местах выхода подземных вод на дневную поверхность наблюдаются своеобразные физико-географические явления: оползни, суффозия, карст¹, заболачивание.

§ 104. Оползни

Оползни представляют собой скользящее смещение грунтов по склону в той части, где они находятся в состоянии неустойчивого равновесия. Оползни образуются при непременном участии подземных вод в горах, долинах рек, ручьев, оврагов, вдоль морских берегов, в искусственных выемках, по берегам озер и водохранилищ. При обнажении водоносной толщи вплоть до водоупора и наличии некоторого уклона водоупорного пласта в сторону долины или обрыва подземная вода постепенно выносит мелкие частицы водоносной породы; сила сцепления и трение между пластами ослабевают. Часть толщи породы, покрывающей водоупорный пласт, лишенная боковой опоры со стороны склона долины, отрывается от общей массы породы и начинает постепенно скользить по увлажненной поверхности водоупорного пласта к основанию склона. Подземные воды, подпертые оползнем, в дальнейшем не имеют непосредственного выхода на поверхность. Они проходят под телом оползня, продолжая подземный подмыв, и таким образом облегчают сдвиг новой толщи породы — возникают сложные

¹ Эти явления подробно рассматриваются в курсах геоморфологии.

оползни. Поверхность сложного оползня оказывается измятой, изорванной, появляются бугры, впадины, озерки и т. п. Явление оползня повторяется до тех пор, пока не восстановится равновесие в положении горных пород на склоне. Если оползающие массы размываются и уносятся водой, процесс оползания прогрессирует.

В нашей стране оползни распространены по берегам больших рек — Волги, Днепра, Дона и др., по Черноморскому побережью Кавказа (от Туапсе до Сочи), в Одессе, в Крыму, на Кавказе. От оползней страдают расположенные по берегам населенные пункты.

§ 105. Суффозия

Суффозия — явление размыва и выноса мелких минеральных частиц и растворенных веществ водой, фильтрующейся в толще горных пород, обуславливающее оседание покрывающих эти породы поверхностных слоев грунта. По пути следования подземного потока возникают каналобразные ходы («водные жилы»), пустоты. По мере их увеличения рыхлая водоносная порода и покрывающие ее поверхностные слои проседают. Это проседание наиболее резко заметно в местах выхода подземных вод на поверхность — у источников.

Явление суффозии широко распространено в лёссовых равнинах засушливой зоны — на Украине, в Западной Сибири. Вода, циркулируя в толщах лёсса, выносит из него мелкие частицы и легкорастворимые соли, нарушая его структуру и устойчивость. На поверхности земли появляются своеобразные формы просадки: суффозионные воронки, провалы, поды (степные блюдца), поля просадки и т. п. По этим понижениям в рельефе можно иногда проследить направление подземного потока. Явление суффозии распространено также в Средней Азии: в Ташкентском оазисе, на водоразделах Ангрен—Чирчик и Чирчик—Келес, в древних долинах Бетпак-Далы, в Каршинских степях. В Голодной степи (Бетпак-Дала) с суффозионными процессами связано образование в местах выхода на поверхность грунтового потока своеобразных плёсов с обрывистыми отвесными берегами.

§ 106. Карстовые явления

Карстовые явления распространены в местах залегания легкорастворимых горных пород: известняков, доломитов, гипса, поваренной соли. В результате выщелачивания поверхностными и движущимися подземными водами в глубине пород возникают обширные трещины, пустоты и пещеры, а на поверхности образуются углубления, воронки, замкнутые котловины, карстовые колодцы, создающие особую форму земной поверхности.

Речная сеть в карстовых областях, даже если последние находятся в районах с влажным климатом, развита слабо. Атмосферные осадки быстро просачиваются в толщу сильно закарстованных

пород, особенно если они не покрыты осадочной толщей. В таких условиях не образуется поверхностный сток. Реки, протекающие в карстовых областях, часто не имеют притоков, количество воды в них на отдельных участках может либо уменьшиться, либо резко увеличиться. Иногда реки исчезают в трещинах и воронках, протекают под землей и вновь выходят на поверхность. Подземные реки известны в различных странах. Подземное течение характерно для верхнего течения Дуная. Воды его у Иммендингена просачиваются по трещинам и протекают под землей на расстоянии 12,5 км. Далее река выходит на поверхность в виде мощного потока. Многочисленные подземные карстовые реки известны на Кавказе — реки Шаора и Чешура в Западной Грузии, на Урале.

Обширные впадины в карстовых областях нередко заполняются поверхностными водами и образуют озера. Такие озера обычно недолговечны: вода по трещинам и каналам уходит из них. Некоторые из карстовых озер питаются подземными водами. Вода в них чистая, прозрачная, отличается голубой или светло-зеленой окраской. Подземные воды в карстовых областях образуют часто большие подземные озера и мощные потоки. Источники, выступающие на поверхность, отличаются большим дебитом.

Карстовые явления широко развиты на побережье Адриатического моря, в Южной Франции, во внутренних районах Флориды, в северной части полуострова Юкатан, в штатах Кентукки, Теннесси и т. д.

В СССР карстовые явления известны в Крыму, на Черноморском побережье Кавказа, в Западной Грузии, на Урале, в районе Самарской луки, в междуречье Онеги и Северной Двины, на Силурийском плато.

ГЛАВА 28. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

§ 107. Река, ее притоки, речная система

Рекой называется водный поток, протекающий в естественном русле и питающийся за счет поверхностного и подземного стока речного бассейна.

Атмосферные осадки не сразу попадают в реки. Сток их осуществляется сначала в виде временных потоков, возникающих в период таяния или выпадения дождей. Сливаясь вместе, они дают начало постоянным потокам — сначала ручьям, малым речкам, а затем рекам. Водность рек увеличивается притоком подземных вод, дренируемых речными руслами. Реки выносят свои воды в океаны, моря или озера. Река, впадающая в один из таких водоемов, называется главной рекой, а реки, впадающие в нее, — ее притоками. Совокупность всех рек, сбрасывающих свои воды через главную реку в море или озеро, называется речной системой или речной сетью.

Реки, озера, болота, балки, овраги данной территории составляют гидрографическую сеть этой территории. Таким образом, речная сеть есть часть гидрографической сети.

Различают притоки различных порядков. Реки, впадающие непосредственно в главную реку, называются притоками первого порядка, притоки этих притоков — притоками второго порядка и т. д. Американский гидролог Хортон предложил другую систему классификации притоков. Хортон называет рекой первого порядка или элементарной рекой реку, не имеющую притоков, рекой второго порядка — реку, принимающую притоки только первого порядка, и т. д. Таким образом, чем больше номер главной реки, тем более сложный характер носит речная система этой реки. В этом несомненное достоинство предлагаемой Хортоном системы.

Речная система характеризуется протяженностью рек, их извилистостью и густотой речной сети.

Под протяженностью понимается суммарная длина всех рек, составляющих данную систему. Длина рек измеряется по карте возможно более крупного масштаба.¹

¹ Способы определения длин и площадей по картам излагаются в курсах картометрии.

Извилистость реки характеризуется коэффициентом извилистости. Этот коэффициент определяется для отдельных участков реки и представляет собой отношение расстояния по прямой линии между начальным и конечным пунктами участка к длине реки на этом участке.

Густота речной сети характеризуется коэффициентом густоты, представляющим собой отношение суммарной протяженности речной сети на данной площади к величине этой площади. Коэффициент густоты речной сети выражается в км/км². Густота речной сети зависит от ряда природных факторов: рельефа, геологического строения местности, свойств почв, климата, в особенности от количества осадков и условий их стока. Немаловажная роль принадлежит также историко-геоморфологическим факторам. Густота речной сети меняется в широких пределах. На севере она обычно больше, чем на юге, в горах больше, чем на равнинах. Так, например, на равнинах Предкавказья коэффициент густоты речной сети равен всего лишь 0,05 км/км², а в наиболее орошаемых осадками районах северных склонов Главного Кавказского хребта он достигает 1,49 км/км².

§ 108. Водоразделы

Линия на земной поверхности, разделяющая сток атмосферных осадков по двум противоположно направленным склонам, называется водоразделом. Весь земной шар можно разделить на две основные покатости, по которым воды стекают с континентов в Мировой океан: Атлантическую и Тихоокеанско-Индийскую. Водораздел между этими двумя покатостями называется Мировым водоразделом. Мировой водораздел, или Главный водораздел Земли, простирается от мыса Горн на крайнем юге Южной Америки по Андам и Кордильерам до Берингова пролива. На северо-востоке Евразии он вступает в пределы Азии и проходит в нашей стране по Чукотскому хребту, Анадырскому плоскогорью, горным хребтам Гыдан, Джугджур, Становому, Яблоновому, далее уходит за пределы СССР, проходит через Центральную Азию, пересекает северную часть Аравийского полуострова и вступает в Африку. Здесь он простирается почти в меридиональном направлении, приближаясь в восточной части материка к Индийскому океану.

Водоразделы между периферийными областями и областями внутреннего стока называются внутренними водоразделами. Линии на земной поверхности, разделяющие области суши, сток с которых направлен в различные океаны или моря, называются водоразделами океанов и морей. Водоразделы, отделяющие части суши, сток с которых направлен в те или иные речные системы, называются речными водоразделами или водоразделами речных бассейнов.

В горных районах водоразделы обычно хорошо выражены и проходят по вершинам горных хребтов. На равнинах водоразделы нередко выражены неясно и определить их точно бывает трудно.

Примерами неясно выраженных водоразделов являются водораздел между северной и южной покатолями Русской равнины, проходящий по плоскому и сильно заболоченному плато (Северные Увалы), водоразделы между нижним течением Волги и Урала, между Амуром и Сырдарьей в их низовьях.

Реки собирают воды не только с поверхности земли, но и из верхних слоев литосферы (подземные воды). В соответствии с этим различают поверхностные и подземные водоразделы. Поверхностные и подземные водоразделы не всегда совпадают.

§ 109. Речной бассейн. Водосбор

Часть земной поверхности, включающая в себя данную речную систему и отделенная от других речных систем водоразделами, называется речным бассейном этой системы. Поверхность суши, с которой речная система собирает свои воды, называется водосбором или водосборной площадью бассейна. В большинстве случаев площади бассейна реки и водосбора совпадают. Но иногда водосборная площадь бывает меньше площади бассейна. Это наблюдается в тех случаях, когда внутри бассейна имеются либо площади внутреннего стока, либо площади, с которых стока не происходит вовсе. Площадь бассейна Оби, например, больше площади ее водосбора, так как включает области внутреннего стока между Обью и Иртышом, между Иртышом и Ишимом и между Ишимом и Тоболом, сток с которых не попадает в Обь.

Речные бассейны отличаются друг от друга размерами и формой. Основной морфометрической характеристикой речного бассейна является его площадь, выражаемая обычно в квадратных километрах.

Бассейны рек нередко отличаются значительной асимметрией, что имеет большое значение для формирования водного режима реки. При асимметрии бассейна в главную реку будет поступать при прочих равных условиях различное количество воды с правой и левой частей водосбора. Характеристикой асимметрии бассейна служит коэффициент асимметрии K_a , определяемый по формуле

$$K_a = \frac{f_{л} - f_{пр}}{F}, \quad (112)$$

где $f_{л}$ — площадь левобережной и $f_{пр}$ — площадь правобережной части бассейна; F — площадь всего речного бассейна.

Многие природные свойства различных областей, в том числе и речных бассейнов, меняются с высотой местности. Хорошо изве-

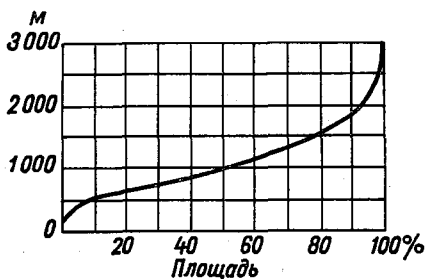


Рис. 61. Гипсографическая кривая бассейна р. Кашкадарьи (по В. Л. Шульцу).

стна, например, вертикальная поясность климатических условий в горах. Вот почему большое значение имеют высотные характеристики речных бассейнов. Пользуясь гипсометрической картой, можно получить одну из существеннейших характеристик речного бассейна — его среднюю высоту. Ее можно определить по гипсографической кривой, представляющей собой графическое изображение распределения площадей бассейна (в %) по высотным поясам (рис. 61). Высота, соответствующая 50% площади бассейна, и является его средней высотой.

В ряде случаев большой интерес представляет средний уклон бассейна $i_{\text{ср}}$, который может быть вычислен по формуле

$$i_{\text{ср}} = \frac{h \left(\frac{l_0}{2} + l_1 + l_2 + \dots + l_{n-1} + \frac{l_n}{2} \right)}{F}, \quad (113)$$

где h — разность отметок соседних горизонталей на гипсометрической карте; $l_0, l_1, l_2, \dots, l_n$ — длины горизонталей в пределах бассейна; F — площадь бассейна.

На земном шаре распространены реки с самыми разнообразными по величине площадями бассейнов и различной протяженностью.

§ 110. Физико-географические характеристики речных бассейнов

К числу физико-географических характеристик речных бассейнов относится прежде всего их географическое положение, которое дается в виде географических координат крайних точек бассейна (крайние западные и восточные, крайние южные и северные точки).

Для суждения о ряде гидрологических свойств бассейна (питание рек, формирование режима стока) важно знать климатические условия бассейна, рельеф местности, геологическое строение, характер почвенного и растительного покрова, а также иметь данные о наличии и характере озер, болот, ледников. Из климатических элементов при изучении их влияния на гидрологический режим, в частности режим стока, выделяются атмосферные осадки (их количество, распределение, интенсивность дождей), снежный покров (мощность и запас воды в нем), температура и недостаток насыщения влагой воздуха, радиационный баланс. Количественные характеристики всех перечисленных климатических элементов определяются методами, принятыми в климатологии и излагаемыми в соответствующих курсах.

Для оценки влияния на сток рек, озер, болот, залесенности речных бассейнов часто пользуются коэффициентами озерности $K_{\text{оз}}$, заболоченности $K_{\text{б}}$, лесистости $K_{\text{л}}$: $K_{\text{оз}} = \frac{f_{\text{оз}}}{F}$, $K_{\text{б}} = \frac{f_{\text{б}}}{F}$, $K_{\text{л}} = \frac{f_{\text{л}}}{F}$, где $f_{\text{оз}}$, $f_{\text{б}}$, $f_{\text{л}}$ — соответственно площади, занятые озерами, болотами, лесами в пределах данного речного бассейна площадью F . Эти коэффициенты выражают либо в виде дроби, либо в виде процентного отношения соответствующих площадей ко всей площади бассейна.

§ 111. Исток, верхнее, среднее и нижнее течение, устье

Истоком называется место на земной поверхности, где русло реки приобретает отчетливо выраженные очертания и где в нем наблюдается течение. Река может образоваться из слияния двух рек. Тогда за начало реки принимается место слияния этих рек.

Нередко на равнинах реки берут начало из болота. Иногда из одного болота вытекают ручьи и речки, принадлежащие к разным речным системам. Например, из Пинских болот с одной стороны вытекают притоки Днестра, а с другой — притоки Вислы.

Многие реки вытекают из озер, и в этом случае исток реки выражен вполне отчетливо (Нева, Свирь, Ангара и др.). Иногда, сравнительно редко, из одного озера вытекают две реки, принадлежащие к различным системам. Это наблюдается в том случае, если озеро расположено на высокогорном плато, на водораздельном пространстве. Примером может служить безымянное озеро на Тянь-Шане, из которого вытекают две реки: одна, впадающая в р. Джу-уку, — приток оз. Иссык-Куль, другая — приток р. Арабель, впадающей в р. Кумтар (бассейн Нарына).

Иногда ручьи и речки берут начало из родников. В горных районах, там, где развито оледенение, многие реки вытекают из ледников. Таковы, например, р. Зеравшан, вытекающая мощным потоком из Зеравшанского ледника, Кумтар в истоках Нарына — из ледника Петрова, Сельдара — из ледника Федченко, на Кавказе — притоки Терека, Кубани и др.

Течение рек можно разделить на три части, имеющие обычно более или менее общие черты для разных рек: верхнее, среднее и нижнее течение. В верхнем течении река обычно отличается большими уклонами и в соответствии с этим большими скоростями. В этой части течения река, как правило, энергично размывает свое русло. В средней и нижней частях течения уклоны водной поверхности и скорости течения уменьшаются, эрозионная деятельность потока ослабевает. В средней части река проносит транзитом продукты размыва, принесенные сверху. В нижнем течении происходит по преимуществу аккумуляция продуктов размыва, поступивших из верхних частей речного бассейна. Иногда на отдельных участках река под влиянием особенностей рельефа теряет указанные черты, характерные для верхнего, среднего и нижнего течения.

Место, где река впадает в другую реку, озеро или море, называется устьем реки. Иногда вследствие затрат на испарение и отчасти фильтрацию в грунт, слагающий русло, реки заканчиваются «слепыми устьями». Так называются участки, где такие реки прекращают свое течение. В результате разбора воды на орошение многие реки (Зеравшан, Ангрен в Средней Азии) заканчиваются в нижнем течении рядом ирригационных каналов, веерообразно расходящихся в разные стороны.

§ 112. Речная долина и русло реки

Реки обычно текут в узких вытянутых пониженных формах рельефа, характеризующихся общим наклоном своего ложа от одного конца к другому и называемых долинами.¹ Элементами речной долины являются: дно, или ложе, долины, тальвег, русло реки, пойма, склоны долины, террасы и бровка. Дно, или ложе, долины — наиболее пониженная часть ее. Тальвег — непрерывная извилистая линия, соединяющая наиболее глубокие точки дна долины. Дно долины в продольном направлении пересекается речным руслом, представляющим собой эрозионный врез, образованный водным потоком. Часть дна долины, заливаемая высокими речными водами, называется поймой. Склоны долины редко бывают ровными. На них часто образуются располагающиеся уступами на некоторой высоте над тальвегом более или менее гори-

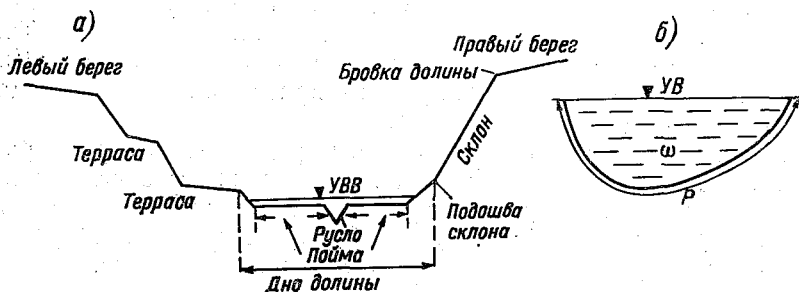


Рис. 62. Схематический поперечный профиль речной долины (а) и живое сечение потока (б).

зонтальные площадки, называемые речными террасами. Пойма представляет собой нижнюю террасу. Линия сопряжения склонов долины с поверхностью прилегающей местности называется бровкой (рис. 62 а). Строение речных долин, их форма, размеры оказывают большое влияние на ряд гидрологических процессов, происходящих в них, на свойства реки и особенности ее режима. Большая или меньшая крутизна склонов долины способствует ускорению или замедлению стока поверхностных вод с них в русло реки, усилению или ослаблению процессов размыва поверхности склонов долины, а следовательно, и поступлению продуктов размыва в речное русло. Мощные аллювиальные отложения, скопившиеся в долинах рек, являютсяместищем грунтовых вод и тем самым оказывают влияние на питание рек грунтовыми водами.

Размеры речной поймы имеют существенное значение для уровня и расхода рек. В период высоких вод поймы задерживают большое количество воды с тем, чтобы позднее отдать их реке (при понижении уровней), являясь, таким образом,

¹ Подробно о долинах рассказывается в курсе геоморфологии.

естественным регулятором водного режима рек. На пойме в период высоких вод происходит накопление речных наносов.

Размеры и форма русла сильно меняются по длине реки в зависимости от ее водности, строения долины, характера пород, слагающих русло.

Морфологические особенности русла могут быть охарактеризованы при помощи плана русла с нанесенными на нем изобатами, или горизонталями, и поперечного профиля русла. Сечение русла вертикальной плоскостью, перпендикулярной направлению течения, называется водным сечением потока. Часть площади водного сечения, где наблюдаются скорости течения, называется площадью живого сечения. Та же часть площади водного сечения, где течение практически отсутствует, называется площадью мертвого пространства.

Элементами водного сечения являются его площадь ω (рис. 62 б), смоченный периметр P , представляющий собой длину линии, ограничивающей смоченную часть водного сечения, гидравлический ра-

диус $R = \frac{\omega}{P}$, ширина русла B , максимальная глубина $h_{\text{макс}}$ и средняя глубина $h_{\text{ср}} = \frac{\omega}{B}$. В пределах точности вычислений гидравлический радиус можно приравнять средней глубине.

Элементы водного сечения не остаются постоянными. Величины их находятся в прямой зависимости от уровня воды в реке.

§ 113. Продольный профиль рек

Продольный профиль реки характеризуется продольным профилем русла и продольным профилем водной поверхности. Разность высот ΔH двух каких-либо точек водной поверхности по длине реки называется падением. Отношение величины падения к длине данного участка l называется уклоном I реки. Таким образом,

$I = \frac{\Delta H}{l}$. Падение выражается обычно в метрах, уклон же представляет собой величину безразмерную и выражается в виде десятичной дроби или в промилле (в тысячных долях длины участка).

Так, при падении 2 м на расстоянии 5 км уклон равен $\frac{2}{5000} = 0,0004$, или 0,4‰.

Продольные профили русел отдельных рек различаются в зависимости главным образом от уклона долины, свойств пород и грунтов, слагающих русло. По характеру распределения падений и уклонов по длине реки выделяют четыре основных типа продольных профилей рек (рис. 63).

1. Профиль равновесия, имеющий вид вогнутой кривой, более крутой в истоках реки и пологий ближе к устью. Этот тип характерен для большинства рек.

2. Прямолинейный профиль, характеризующийся более или менее равномерным распределением падений и уклонов по длине реки. Подобное очертание профиля имеют часто малые реки равнин.

3. Сбросовый профиль, имеющий вид параболической кривой с малым падением в верхней части и большим в нижней части реки.

4. Ступенчатый профиль, отличающийся чередованием участков с малым и сосредоточенным падением, иногда в виде отвесных уступов.

Участки рек с сосредоточенным падением и бурным течением, приуроченные к местам выходов на поверхность трудноразмываемых пород, носят название порогов. Падение воды с отвесного уступа называется водопадом. Ступенчатый продольный профиль с многочисленными порогами и водопадами свойствен горным рекам.

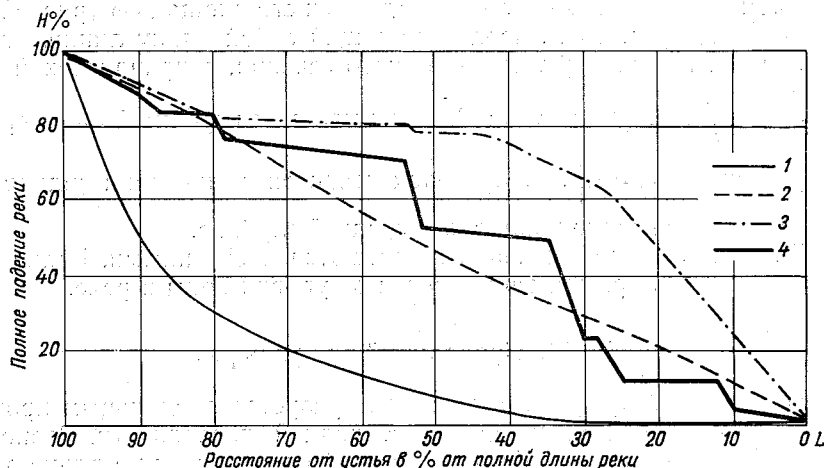


Рис. 63. Относительные профили рек (по С. В. Григорьеву).

1 — профиль равновесия, 2 — прямолинейный, 3 — сбросовый, 4 — ступенчатый.

Изломы в профиле и ступенчатый его характер наблюдаются и у равнинных рек. Так, например, река Поной (Кольский полуостров) в нижнем течении прорезает твердые коренные породы и на протяжении 50 км образует 11 порогов.

Если рассматривать продольный профиль реки более детально, то оказывается, что на отдельных участках он представляет собой кривую сложного вида. При этом продольный профиль дна реки меняется относительно мало, продольный же профиль водной поверхности претерпевает изменения в связи с изменением водности реки в периоды половодья и дождевых паводков (см. § 130).

§ 114. Поперечный профиль водной поверхности реки

Поперечный профиль водной поверхности реки не представляет собой горизонтальную линию — он характеризуется наличием превышения уровня воды у одного берега над уровнем у другого. При-

чины, вызывающие разность уровней у противоположных берегов, следующие. Русло реки никогда не бывает прямолинейным. При движении воды на участке с закруглением развивается центробежная сила. Степень кривизны русла характеризуется так называемым радиусом кривизны, представляющим собой радиус окружности, дуга которой совпадает с кривой, изображающей очертание русла на данном участке. Каждая частица воды, движущаяся на закруглении, испытывает действие центробежной силы, направленной по радиусу кривизны (рис. 64). Величина этой силы

$$P_1 = \frac{mv^2}{R}, \quad (114)$$

где m — масса частицы; v — продольная скорость движения частицы; R — радиус кривизны. На рис. 64 а эта сила изображена

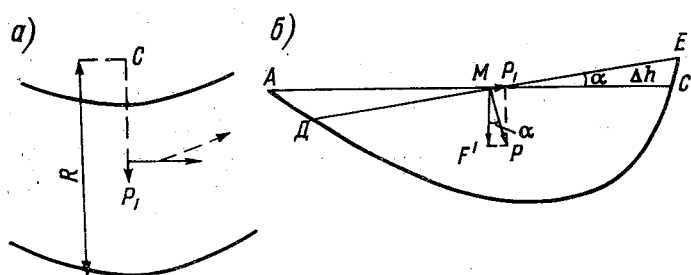


Рис. 64. Действие центробежной силы на водную поверхность на изгибе.

а — план участка, б — живое сечение.

в виде вектора, направленного в сторону вогнутого берега. Под действием этой силы частица будет устремляться к вогнутому берегу.

Каждая частица, кроме того, находится под действием силы тяжести F' , изображенной на рис. 64 б в виде вектора, направленного сверху вниз по вертикали. На этом же рисунке сила P_1 изображена в виде горизонтальной линии.

Равнодействующая обеих сил P образует некоторый угол α с вертикально направленным вектором, изображающим силу F' . Известно, что уровенная поверхность всегда нормальна к равнодействующей всех сил, направленных на нее. Таким образом, уровенная поверхность под действием обеих сил — центробежной P_1 и силы тяжести F' — займет положение DE , составляющее с AC угол α , равный углу между силами P и F' , так как стороны углов $F'MP$ и EMC взаимно перпендикулярны. Известно, что сила тяжести $F' = mg$, где m — масса частицы; g — ускорение силы тяжести.

Из треугольника $F'MP$ видно, что $\operatorname{tg} \alpha = P_1 : F' = \frac{mv^2}{R} : mg = \frac{v^2}{Rg}$. Так как угол α обычно невелик, то можно принять $\sin \alpha$

равным $\operatorname{tg} \alpha$. Из треугольника EMC следует, что $\Delta h = \frac{B}{2} \sin \alpha = \frac{B}{2} \frac{v^2}{Rg}$, где B — ширина русла.

Так, например, если $v = 1,5$ м/с, $B = 200$ м, $R = 250$ м, то $\operatorname{tg} \alpha = i = \frac{v^2}{Rg} = \frac{2,25}{250 \cdot 9,81} = 0,0009$, а следовательно, $\Delta h = 100 \cdot 0,0009 = 9$ см, т. е. уровень воды у вогнутого берега на 18 см выше, чем у выпуклого.

Другая причина, вызывающая разность уровней у противоположных берегов, — сила Кориолиса P_2 :

$$P_2 = 2m\omega v \sin \varphi, \quad (115)$$

где m — масса частицы; ω — угловая скорость суточного вращения Земли; φ — широта места.

Как и в предыдущем случае, равнодействующая двух сил — силы тяжести F' и силы Кориолиса P_2 — будет составлять некоторый угол с направлением силы тяжести, следовательно, и поверхность воды составит такой же угол с горизонтальной плоскостью. Отсюда поперечный уклон, вызванный действием силы Кориолиса, будет равен

$$i = P_2 : F' = 2m\omega v \sin \varphi : mg = \frac{2\omega v \sin \varphi}{g}, \quad (116)$$

или, так как $2\omega = 0,0001458$, $i = \frac{0,0001458 v \sin \varphi}{g}$.

Для случая, рассмотренного ранее, т. е. для реки со скоростью течения $v = 1,5$ м/с, при ширине реки 200 м и $\varphi = 55^\circ$ поперечный уклон $i = 0,00002$, а превышение уровня воды у правого берега над уровнем у левого 0,2 см.

В тех случаях, когда направление силы Кориолиса совпадает с направлением центробежной силы потока на закруглениях, равнодействующая этих сил будет равна их сумме, т. е. $P_1 + P_2$, при противоположных направлениях этих сил равнодействующая будет равна их разности, т. е. $P_1 - P_2$.

Форма водной поверхности в реках в ряде случаев принимает сложный характер: при подъеме уровней она становится выпуклой, при спаде — вогнутой. Происходит это вследствие различного изменения скоростей по живому сечению в период высоких и низких вод.

ГЛАВА 29. МЕХАНИЗМ ТЕЧЕНИЯ РЕК

§ 115. Движение ламинарное и турбулентное

В природе существуют два режима движения жидкости, в том числе и воды: ламинарное и турбулентное. Ламинарное движение — параллельноструйное. При постоянном расходе воды скорости

в каждой точке потока не изменяются во времени ни по величине, ни по направлению. В открытых потоках скорость от дна, где она равна нулю, плавно возрастает до наибольшей величины на поверхности. Движение зависит от вязкости жидкости, и сопротивление движению пропорционально скорости в первой степени. Перемещение в потоке носит характер молекулярной диффузии. Ламинарный режим характерен для подземных потоков, протекающих в мелкозернистых грунтах.

В речных потоках движение турбулентное. Характерной особенностью турбулентного режима является пульсация скорости, т. е. изменение ее во времени в каждой точке по величине и направлению. Эти колебания скорости в каждой точке совершаются около устойчивых средних значений, которыми обычно и оперируют гидрологи. Наибольшие скорости наблюдаются на поверхности потока. В направлении ко дну они уменьшаются относительно медленно и в непосредственной близости от дна имеют еще достаточно большие значения. Таким образом, в речном потоке скорость у дна практически не равна нулю. В теоретических исследованиях турбулентного потока отмечается наличие у дна очень тонкого пограничного слоя, в котором скорость резко уменьшается до нуля.

Турбулентное движение практически не зависит от вязкости жидкости. Сопротивление движению в турбулентных потоках пропорционально квадрату скорости.

Экспериментально установлено, что переход от ламинарного режима к турбулентному и обратно происходит при определенных соотношениях между скоростью v_{cp} и глубиной H_{cp} потока. Это соотношение выражается безразмерным числом Рейнольдса

$$Re = \frac{v_{cp} H_{cp}}{\nu}, \quad (117)$$

где ν — коэффициент кинематической вязкости.

Для открытых каналов критические числа Рейнольдса, при которых меняется режим движения, изменяются примерно в пределах 300—1200. Если принять $Re = 360$ и $\nu = 0,011$, то при глубине 10 см критическая скорость (скорость, при которой ламинарное движение переходит в турбулентное) равна 0,40 см/с; при глубине 100 см она снижается до 0,04 см/с. Малыми значениями критической скорости объясняется турбулентный характер движения воды в речных потоках.

По современным представлениям (А. В. Караушев и др.), внутри турбулентного потока в различных направлениях и с различными относительными скоростями перемещаются элементарные объемы воды (структурные элементы), обладающие различными размерами. Таким образом, наряду с общим движением потока можно заметить движение отдельных масс воды, в течение короткого времени ведущих как бы самостоятельное существование. Этим, очевидно, объясняется появление на поверхности турбулентного потока маленьких воронок — водоворотов, быстро появляющихся и так же быстро исчезающих, как бы растворяющихся

в общей массе воды. Этим же объясняется не только пульсация скоростей в потоке, но и пульсации мутности, температуры, концентрации растворенных солей.

Турбулентный характер движения воды в реках обуславливает перемешивание водной массы. Интенсивность перемешивания усиливается с увеличением скорости течения. Явление перемешивания имеет большое гидрологическое значение. Оно способствует выравниванию по живому сечению потока температуры, концентрации взвешенных и растворенных частиц.

§ 116. Движение воды в реках

Вода в реках движется под действием силы тяжести F' . Эту силу можно разложить на две составляющие: параллельную дну F'_x

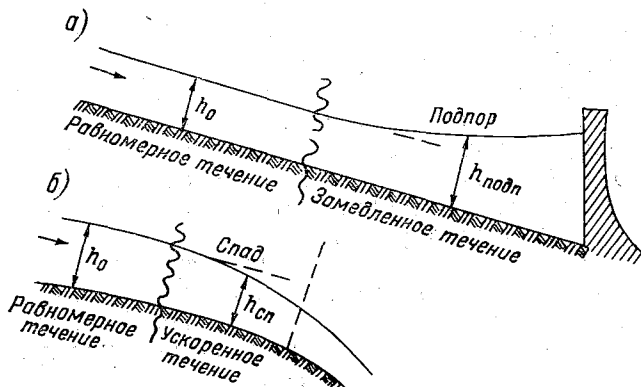


Рис. 65. Примеры кривой водной поверхности потока.

а — кривая подпора, б — кривая спада (по А. В. Караушеву).

и нормальную ко дну F'_y (см. рис. 68). Сила F'_y уравнивается силой реакции со стороны дна. Сила F'_x , зависящая от уклона, вызывает движение воды в потоке. Эта сила, действуя постоянно, должна бы вызвать ускорение движения. Этого не происходит, так как она уравнивается силой сопротивления, возникающей в потоке в результате внутреннего трения между частицами воды и трения движущейся массы воды о дно и берега. Изменение уклона, шероховатости дна, сужения и расширения русла вызывают изменение соотношения движущей силы и силы сопротивления, что приводит к изменению скоростей течения по длине реки и в живом сечении.

Выделяются следующие виды движения воды в потоках: 1) равномерное, 2) неравномерное, 3) неустановившееся.

При равномерном движении скорости течения, живое сечение, расход воды постоянны по длине потока и не меняются во времени. Такого рода движение можно наблюдать в каналах с призматическим сечением.

При неравномерном движении уклон, скорости, живое сечение не изменяются в данном сечении во времени, но изменяются по длине потока. Этот вид движения наблюдается в реках в период межени при устойчивых расходах воды в них, а также в условиях подпора, образованного плотиной.

Неустановившееся движение — это такое, при котором все гидравлические элементы потока (уклоны, скорости, площадь живого сечения) на рассматриваемом участке изменяются и во времени и по длине. Неустановившееся движение характерно для рек во время прохождения паводков и половодий.

При равномерном движении уклон поверхности потока I равен уклону дна i и водная поверхность параллельна выровненной поверхности дна. Неравномерное движение может быть замедленным и ускоренным. При замедляющемся течении вниз по реке кривая свободной водной поверхности принимает форму кривой подпора. Поверхностный уклон становится меньше уклона дна ($I < i$), и глубина возрастает в направлении течения. При ускоряющемся течении кривая свободной поверхности потока называется кривой спада; глубина убывает вдоль потока, скорость и уклон возрастают ($I > i$) (рис. 65).

§ 117. Скорости течения воды и распределение их по живому сечению

Скорости течения в реках неодинаковы в различных точках потока: они изменяются и по глубине и по ширине живого сечения. На каждой отдельно взятой вертикали наименьшие скорости наблюдаются у дна, что связано с влиянием шероховатости русла. От дна к поверхности нарастание скорости сначала происходит быстро, а затем замедляется, и максимум в открытых потоках достигается у поверхности или на расстоянии $0,2H$ от поверхности. Кривые изменения скоростей по вертикали называются *гидрографами* или *эпюрами скоростей* (рис. 66). На распределение скоростей по вертикали большое влияние оказывают неровности в рельефе дна, ледяной покров, ветер и водная растительность. При наличии на дне неровностей (возвышения, валуны) скорости в потоке перед препятствием резко уменьшаются ко дну. Уменьшаются скорости в придонном слое при развитии водной растительности, значительно повышающей шероховатость дна русла. Зимой подо льдом, особенно при наличии шуги, под влиянием добавочного трения о шероховатую нижнюю поверхность льда скорости малы. Максимум скорости смещается к середине глубины и иногда расположен ближе ко дну. Ветер, дующий в направлении течения, увеличивает скорость у поверхности. При обратном соотношении направления ветра и течения скорости у поверхности уменьшаются, а положение максимума смещается на большую глубину по сравнению с его положением в безветренную погоду.

По ширине потока скорости как поверхностная, так и средняя на вертикалях меняются довольно плавно, в основном повторяя

распределение глубин в живом сечении: у берегов скорость меньше, в центре потока она наибольшая. Линия, соединяющая точки на поверхности реки с наибольшими скоростями, называется **стрешнем**. Знание положения стрешня имеет большое значение при использовании рек для целей водного транспорта и лесосплава. Наглядное представление о распределении скоростей в живом сечении можно получить построением изотак — линий, соединяющих в живом сечении точки с одинаковыми скоростями (рис. 67). Область максимальных скоростей расположена обычно на некоторой глубине от поверхности. Линия, соединяющая по длине потока точки отдельных живых сечений с наибольшими скоростями, называется **динамической осью** потока.

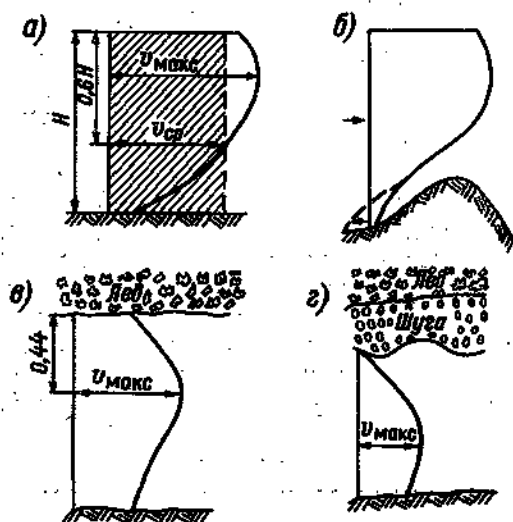


Рис. 66. Эпюры скоростей.

а — открытое русло, б — перед препятствием, в — ледяной покров, г — скольжение шуги.

Средняя скорость на вертикали вычисляется делением площади эпюры скоростей на глубину вертикали или при наличии измеренных скоростей в характерных точках по глу-

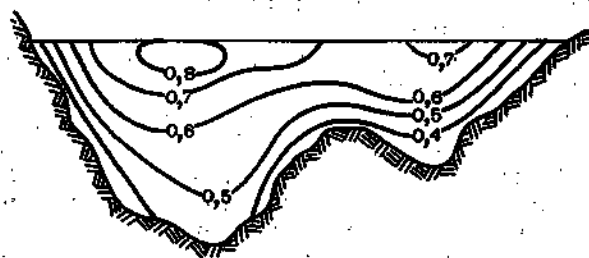


Рис. 67. Изотакя в живом сечении речного потока.

бине ($v_{пов}$, $v_{0,2}$, $v_{0,6}$, $v_{0,8}$, $v_{дов}$) по одной из эмпирических формул, например

$$v_{ср. \text{ варт}} = 0,5 (v_{0,2H} + v_{0,8H}). \quad (118)$$

§ 118. Средняя скорость в живом сечении. Формула Шези

Для вычисления средней скорости потока при отсутствии непосредственных измерений широко применяется формула Шези:

Выделим в потоке объем воды, ограниченный двумя равными сечениями ω (рис. 68). Величина объема $V = \omega \Delta x$, где Δx — расстояние между сечениями. Выделенный объем находится под влиянием равнодействующей силы гидродинамического давления P , действия силы тяжести F' и силы сопротивления (трения) T . Сила гидродинамического давления $P = 0$, так как силы давления P_1 и P_2 при равенстве сечений и постоянном уклоне уравниваются. Силу тяжести

$$F' = \gamma \omega \Delta x, \quad (119)$$

где γ — удельный вес воды, разложим на две составляющие: параллельную дну $F'_x = \gamma \omega \Delta x \sin \alpha$ и нормальную ко дну $F'_y = \gamma \omega \Delta x \cos \alpha$.

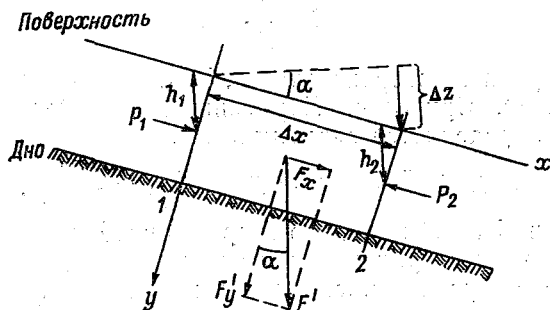


Рис. 68. Схема к выводу уравнения Шези (по А. В. Караушеву).

Движение потока, как указывалось ранее, осуществляется под влиянием F'_x . При установившемся равномерном движении эта сила уравнивается силой гидродинамического сопротивления (трения). Величина силы трения пропорциональна поверхности трения $\chi \Delta x$ и квадрату скорости потока $v_{\text{ср}}^2$ (χ — смоченный периметр).

Таким образом, $T = F'_x$, или

$$K \chi \Delta x v_{\text{ср}}^2 = \gamma \omega \Delta x \sin \alpha, \quad (120)$$

где K — коэффициент пропорциональности, принимаемый равным $\frac{\gamma}{C^2}$, а C — некоторая переменная.

Примем $\sin \alpha = \frac{\Delta Z}{\Delta X} = I$ (уклон), а $\frac{\omega}{\chi} = R$ (гидравлический радиус). Тогда $\frac{1}{C^2} \cdot v_{\text{ср}}^2 = RI$. Решая уравнение относительно $v_{\text{ср}}$, получим

$$v_{\text{ср}} = C \sqrt{RI},$$

или

$$v_{cp} = C \sqrt{H_{cp} I}, \quad (121)$$

где H_{cp} — средняя глубина.

Это уравнение известно как уравнение Шези.

Величина коэффициента C не является величиной постоянной. Она зависит от глубины и шероховатости русла. Для определения C существует несколько эмпирических формул. Приведем две из них:

формула Манинга

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6}, \quad (122)$$

формула Н. Н. Павловского

$$C = \frac{1}{n} R^y, \quad (123)$$

где n — коэффициент шероховатости, находится по специальным таблицам М. Ф. Срибного. Переменный показатель в формуле Павловского определяется зависимостью.

$$y = 2,5 \sqrt{n} + 0,13 - 0,75 \sqrt{R} (\sqrt{n} - 0,1).$$

Из формулы Шези видно, что скорость потока растет с увеличением гидравлического радиуса или средней глубины. Это происходит потому, что с увеличением глубины ослабевает влияние шероховатости дна на величину скорости в отдельных точках вертикали и тем самым уменьшается площадь на эпюре скоростей, занятая малыми скоростями. Увеличение гидравлического радиуса приводит и к увеличению коэффициента C . Из формулы Шези следует, что скорость потока растет с увеличением уклона, но этот рост при турбулентном движении выражен в меньшей мере, чем при ламинарном (см. формулу Дарси, § 92).

§ 119. Скорость течения горных и равнинных рек

Течение равнинных рек значительно более спокойное, чем горных. Водная поверхность равнинных рек сравнительно ровная. Препятствия обтекаются потоком спокойно, кривая подпора, возникающего перед препятствием, плавно сопрягается с водной поверхностью вышерасположенного участка.

Горные реки отличаются крайней неровностью водной поверхности (пенистые гребни, взбросы, провалы). Взбросы возникают перед препятствием (нагромождением валунов на дне русла) или при резком уменьшении уклона дна. Взброс воды в гидравлике носит название гидравлического (водного) прыжка. Его можно рассматривать как одиночную волну, появившуюся на водной поверхности перед препятствием. Скорость распространения одиночной волны на поверхности, как известно (см. § 52), $c = \sqrt{gH}$, где g — ускорение силы тяжести, H — глубина.

Если средняя скорость течения $v_{\text{ср}}$ потока оказывается равной скорости распространения волны или превышает ее ($v_{\text{ср}} \geq c$), то образующаяся у препятствия волна не может распространиться вверх по течению и останавливается вблизи места ее возбуждения. Формируется остановившаяся волна перемещения.

Пусть $v_{\text{ср}} = c$. Подставляя в это равенство значение из предыдущей формулы, получим $v_{\text{ср}} = \sqrt{gH}$, или

$$\frac{v_{\text{ср}}^2}{gH} = 1. \quad (124)$$

Левая часть этого равенства известна как число Фруда (F_r). Это число позволяет оценить условия существования бурного или спокойного режима течения: при $F_r < 1$ — спокойный режим, при $F_r > 1$ — бурный режим.

Таким образом, между характером течения, глубиной, скоростью, а следовательно, и уклоном существуют следующие соотношения: с увеличением уклона и скорости и уменьшением глубины при данном расходе течение становится более бурным; с уменьшением уклона и скорости и увеличением глубины при данном расходе течение приобретает более спокойный характер.

Горные реки характеризуются, как правило, бурным течением, равнинные реки имеют спокойный режим течения. Бурный режим течения может быть и на порожистых участках равнинных рек. Переход к бурному течению резко усиливает турбулентность потока.

§ 120. Поперечные циркуляции

Одной из особенностей движения воды в реках является непараллельноструйность течений. Она отчетливо проявляется на закруглениях и наблюдается на прямолинейных участках рек. Наряду с общим параллельным берегам движением потока в целом имеются внутренние течения в потоке, направленные под различными углами к оси движения потока и производящие перемещения водных масс в поперечном к потоку направлении. На это еще в конце прошлого столетия обратил внимание русский исследователь Н. С. Лелявский. Он следующим образом объяснил структуру внутренних течений. На стрежне вследствие больших скоростей на поверхности воды происходит втягивание струй со стороны, в результате в центре потока создается некоторое повышение уровня. Вследствие этого в плоскости, перпендикулярной направлению течения, образуются два циркуляционных течения по замкнутым контурам, расходящиеся у дна (рис. 69 а). В сочетании с поступательным движением эти поперечные циркуляционные течения приобретают форму винтообразных движений. Поверхностное течение, направленное к стрежню, Лелявский назвал *сбойным*, а донное расходящееся — *вееобразным*.

На изогнутых участках русла струи воды, встречаясь с вогнутым берегом, отбрасываются от него. Массы воды, переносимые этими

отраженными струями, обладающими меньшими скоростями, накладываясь на массы воды, переносимые набегающими на них следующими струями, повышают уровень водной поверхности у вогнутого берега. Вследствие этого возникает перекося водной поверхности, и струи воды, находящиеся у вогнутого берега, опускаются по откосу его и направляются в придонных слоях к противоположному выпуклому берегу. Возникает циркуляционное течение на изогнутых участках рек (рис. 69 б).

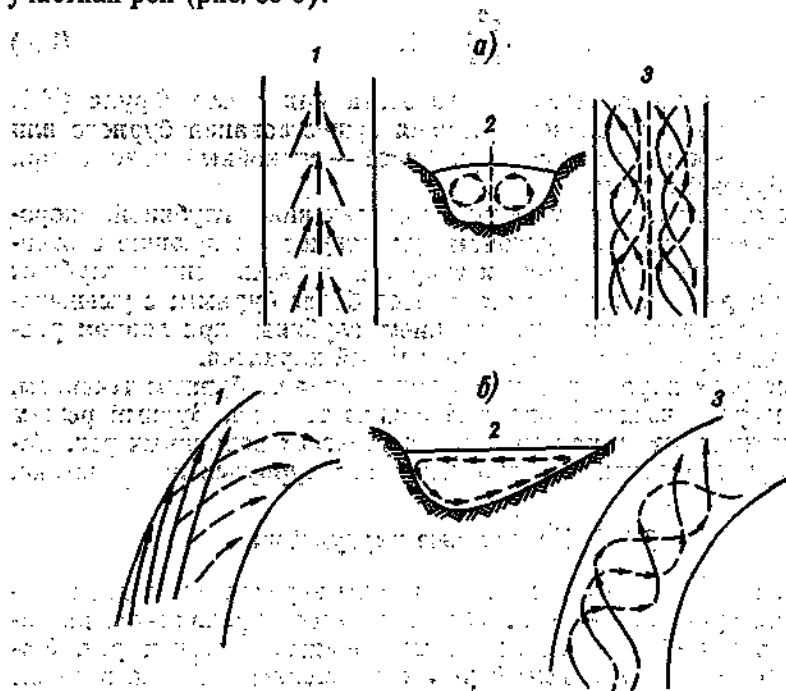


Рис. 69. Циркуляционные течения на прямолинейном (а) и на изогнутом (б) участке русла (по Н. С. Лелявскому).

1 — план поверхностных и донных струй, 2 — циркуляционные течения в вертикальной плоскости, 3 — вихреобразные течения.

Особенности внутренних течений потока были изучены А. И. Лосиевским в лабораторных условиях. Им была установлена зависимость формы циркуляционных течений от соотношения глубины и ширины потока и выделены четыре типа внутренних течений (рис. 70). Типы I и II представлены двумя симметричными циркуляциями. Для типа I характерно схождение струй у поверхности и расхождение у дна. Этот случай свойствен водотокам с широким и неглубоким руслом, когда влияние берегов на поток незначительно. Во втором случае донные струи направлены от берегов к середине. Этот тип циркуляции характерен для глубоких потоков с большими скоростями. Тип III с односторонней циркуляцией наблюдается в руслах треугольной формы. Тип IV — промежуточ-

ный — может возникать при переходе типа I в тип II. В этом случае струи в середине потока могут быть сходящимися или расходящимися, соответственно у берегов — расходящимися или сходящимися.

Дальнейшее развитие представления о циркуляционных течениях получили в работах М. А. Великанова, В. М. Маккавеева, А. В. Караушева и др. Теоретические исследования возникновения этих течений излагаются в специальных курсах гидравлики и динамики русловых потоков. Появление поперечных течений на закруглениях русла объясняется развивающейся здесь центробежной силой инерции и связанным с ней поперечным уклоном водной поверхности. Центробежная сила инерции, возникающая на закруглениях,

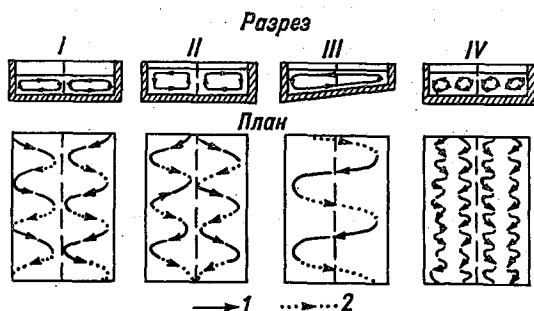


Рис. 70. Схема внутренних течений (по А. И. Лосневскому).

1 — поверхностная струя, 2 — донная струя.

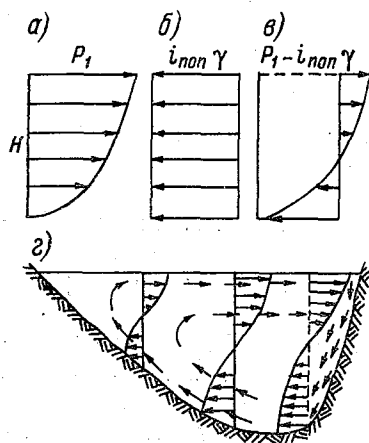


Рис. 71. Схема сложения сил, вызывающих циркуляцию.

а — изменение по вертикали центробежной силы P_1 , б — избыточное давление, в — результирующая эпюра действующих на вертикали сил центробежной и избыточного давления, г — поперечная циркуляция.

увеличением скорости и центробежной силы циркуляционные течения становятся отчетливыми. Скорость поперечных течений обычно мала — в десятки раз меньше продольной составляющей скорости.

В зависимости от направления излучины отклоняющая сила Кориолиса или усиливает, или ослабляет поперечные течения на закруглении. Эта же сила возбуждает поперечные течения на прямолинейных участках. При низких уровнях на закруглении циркуляционные течения почти не выражены. С повышением уровней, при переходе водной поверхности из состояния равновесия в состояние неустойчивости, в потоке возникает избыточное давление $i_{\text{поп}}\gamma$, где γ — вес единицы объема воды; $i_{\text{поп}}$ — поперечный уклон. Оно одинаково для каждой точки вертикали и направлено в противоположную сторону по отношению к центробежной силе инерции (рис. 71 б, в). Вследствие неуравновешенности этих сил в отдельных точках по вертикали и возникает в потоке поперечная циркуляция (рис. 71 г).

В зависимости от направления излучины отклоняющая сила Кориолиса или усиливает, или ослабляет поперечные течения на закруглении. Эта же сила возбуждает поперечные течения на прямолинейных участках.

При низких уровнях на закруглении циркуляционные течения почти не выражены. С повышением уровней,

Описанный характер циркуляционных течений наблюдается до выхода воды на пойму. С момента выхода воды на пойму в реке создаются как бы два потока — верхний, долинного направления, и нижний, в коренном русле. Взаимодействие этих потоков сложно и еще мало изучено.

В современной литературе по динамике русловых потоков (К. В. Гришанин, 1969 г.) приводится, по-видимому, более строгое объяснение возникновения поперечных циркуляций в речном потоке. Происхождение таких циркуляций связывается с механизмом передачи на элементарные объемы воды в потоке действия кориолисова ускорения посредством градиента давления, обусловленного поперечным уклоном (и постоянного на вертикали), и разности ка-

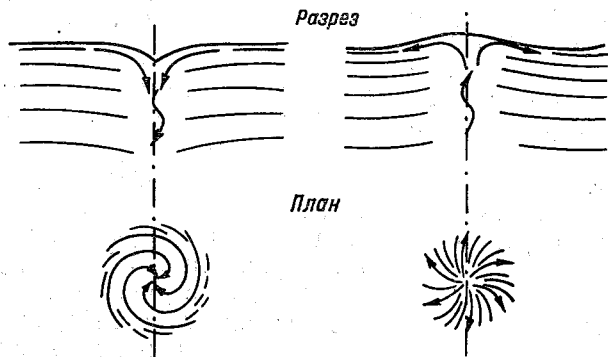


Рис. 72. Схема вихрей с вертикальными осями (по К. В. Гришанину).

сательных напряжений, вызванных на гранях элементарных объемов воды различиями в скоростях потока по вертикали. Аналогичную кориолисову ускорению роль выполняет на повороте русла центростремительное ускорение.

Помимо поперечных циркуляций, в потоке наблюдаются вихревые движения с вертикальной осью вращения (рис. 72). Одни из них подвижны и неустойчивы, другие стационарны и отличаются большими поперечными размерами. Чаще они возникают в местах слияния потоков, за крутыми выступами берегов, при обтекании некоторых подводных препятствий и т. д. Условия формирования стационарных вихрей пока не исследованы. Гришанин высказывает предположение, что образованию устойчивого локализованного вихря способствует значительная глубина потока и существование восходящего течения воды. Эти вихри в потоке, известные под названием водоворотов, напоминают воздушные вихри — смерчи.

Поперечные циркуляции, вихревые движения играют большую роль в транспортировании наносов и формировании речных русел (см. гл. 37).

ГЛАВА 30. ЭЛЕМЕНТЫ ВОДНОГО РЕЖИМА И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА НИМИ

Под влиянием ряда причин, о которых будет сказано ниже, изменяются расходы воды в реках, положение урочной поверхности, ее уклоны и скорости течения. Совокупное изменение расходов воды, уровней, уклонов и скоростей течения во времени называется водным режимом, а изменение величин расходов, уровней, уклонов и скоростей в отдельности — элементами водного режима.

Расходом воды (Q) называется то количество воды, которое протекает через данное живое сечение реки в единицу времени. Величина расхода выражается в $\text{м}^3/\text{с}$.

Уровень воды (H) — высота поверхности воды (в сантиметрах), отсчитываемая от некоторой постоянной плоскости сравнения.

§ 121. Наблюдения за уровнями и методы их обработки

Наблюдения за колебанием уровня проводятся на водомерных постах (рис. 73) и заключаются в измерении высоты водной поверх-

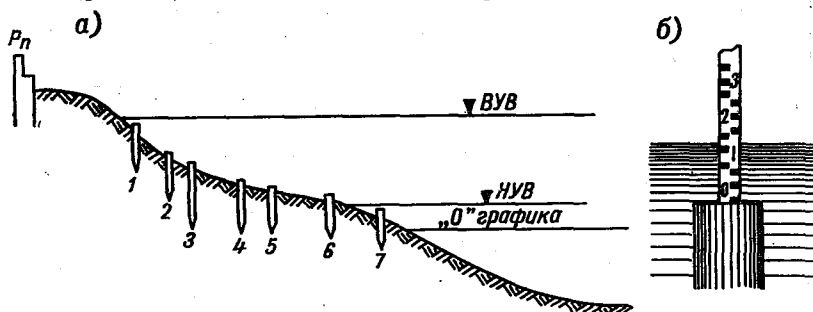


Рис. 73. Свайный водомерный пост (а) и отсчет уровня воды по переносной рейке (б).

ности над некоторой постоянной плоскостью, принимаемой за начальную, или нулевую. За такую плоскость обычно принимают плоскость, проходящую через отметку несколько ниже наинизшего уровня воды. Абсолютную или относительную отметку этой плоскости называют нулем графика, в превышениях над которым и даются все уровни. Измерения производятся при помощи водомерной рейки с точностью до 1 см. Рейки бывают двух типов — постоянные и переносные. Постоянные рейки прикрепляются к устоям мостов или к свае, забитой в дно русла у берега. При пологих берегах и больших амплитудах колебаний уровней наблюдения за ними проводятся при помощи переносной рейки. Для этого в русло реки и на пойме забивается ряд расположенных в створе свай. Отметки головок свай связываются нивелировкой с репером водомерного поста, установленным на берегу, абсолютная или относительная отметка

которого известна. Переносной рейкой, устанавливаемой на головке сваи, измеряют уровень воды. Зная отметку головки каждой сваи, можно выразить все измеренные уровни в превышениях над нулевой поверхностью, или нулем графика. Наблюдения на водомерных постах обычно проводятся 2 раза в сутки — в 8 и 20 часов. В период, когда уровни быстро меняются, в течение суток проводятся дополнительные наблюдения через 1, 2, 3 или 6 часов. Для непрерывной регистрации уровней в течение суток применяются самописцы уровней, описание которых можно найти в учебнике гидрометрии (В. Д. Быков и А. В. Васильев). Там же можно ознакомиться с автоматическим режимным регистрирующим (уровень и температуру воды) гидрологическим постом. Переход к автоматизированной системе наблюдений

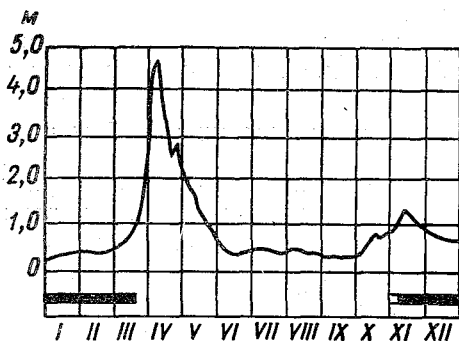


Рис. 74. График колебания уровня воды
р. Луги у ст. Толмачево.

ускоряет получение гидрологической информации и повышает эффективность ее использования.

По данным всех измерений вычисляются средние уровни за каждый день и составляются таблицы ежедневных средних уровней за год. В этих таблицах помещаются, кроме того, средние уровни за каждый месяц и за год и выбираются наивысшие и наинизшие уровни за каждый месяц и год.

Средние, наибольшие и наименьшие уровни называются характерными уровнями. Данные наблюдений за уровнями публикуются в СССР в специальных изданиях — гидрологических ежегодниках. В дореволюционный период эти данные публиковались в «Сведениях об уровнях воды на внутренних водных путях России по наблюдениям на водомерных постах».

По данным ежедневных наблюдений за уровнями строятся графики их колебаний, дающие наглядное представление об уровне в режиме за данный год (рис. 74).

§ 122. Методы измерения скоростей течения рек

Скорости течения рек обычно измеряются либо поплавками, либо гидрометрическими вертушками. В отдельных случаях величина средней скорости для всего живого сечения вычисляется по формуле Шези. Простейшие и наиболее часто употребляемые поплавки изготавливаются из дерева. Поплавки сбрасываются в воду на малых реках с берега, на больших — с лодки. По секундомеру определяется время t прохождения поплавка между двумя соседними створами, расстояние l между которыми известно. Поверх-

ночная скорость течения приравняется скорости движения по плавка

$$v_{\text{нов}} = \frac{l}{t} \quad (125)$$

Более точно скорости течения измеряются при помощи гидрометрической вертушки. Она позволяет определять осредненную скорость течения в любой точке потока. Вертушки бывают различных типов. В СССР в настоящее время рекомендуются к употреблению модернизированные гидрометрические вертушки Жестовского и Бурцева ГР-21М, ГР-55, ГР-11 (рис. 75). При измерении скоростей вертушка на штанге или тросе опускается в воду на различные глубины так, чтобы ее лопасти были направлены против течения. Лопасти начинают вращаться, и тем быстрее, чем больше скорость те-

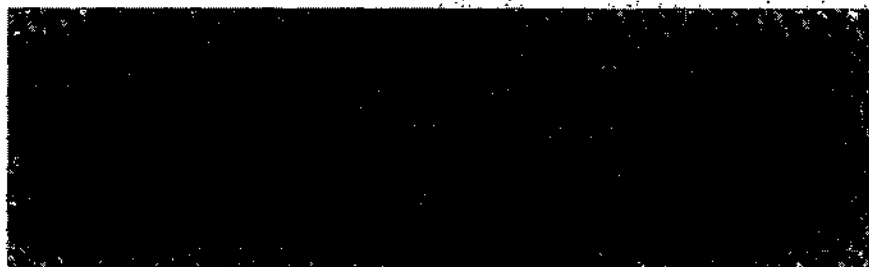


Рис. 75. Гидрометрическая вертушка.

чения. Через определенное число оборотов оси вертушки (обычно через 20) при помощи специального приспособления подается световой или звуковой сигнал. По промежутку времени между двумя сигналами определяется число оборотов в секунду. Вертушки тарируются в специальных лабораториях или на заводах, где они изготовляются, т. е. устанавливается зависимость между числом оборотов лопастей вертушки в секунду (n об/с) и скоростью течения (v м/с). По этой зависимости, зная n , можно определить v . Измерения вертушкой производятся на нескольких вертикалях, в нескольких точках на каждой из них.

§ 123. Методы определения расходов воды

Расход воды в данном живом сечении может быть определен по формуле

$$Q = v\omega, \quad (126)$$

где v — средняя скорость для всего живого сечения; ω — площадь этого сечения. Последняя определяется в результате промеров глубин русла реки по поперечному створу.

По приведенной формуле расход вычисляется лишь в том случае, если скорость определена по формуле Шези. При измерении

скоростей поплавками или вертушкой на отдельных вертикалях определение расхода производится иначе. Пусть в результате измерений известны средние скорости для каждой вертикали. Тогда схема вычисления расхода воды сводится к следующему. Расход воды можно представить в виде объема водяного тела — модели расхода (рис. 76 а), ограниченного плоскостью живого сечения, горизонтальной поверхностью воды и криволинейной поверхностью $v=f(H, B)$, показывающей изменение скорости по глубине и ширине потока. Этот объем, а следовательно, и расход выражается формулой

$$Q_0 = \int_0^H \int_0^B v \, dh \, db. \quad (127)$$

Так как математически закон изменения $v=f(H, B)$ неизвестен, расход вычисляется приближенно.

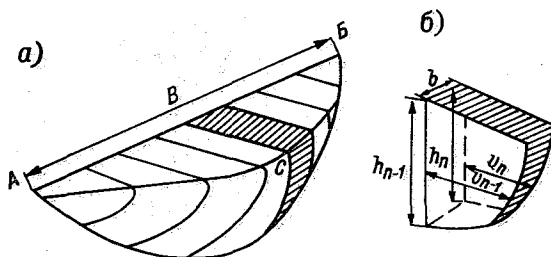


Рис. 76. Схема к вычислению расхода воды.

а — модель расхода, б — частичный расход.

Модель расхода можно разделить вертикальными плоскостями, перпендикулярными площади живого сечения, на элементарные объемы (рис. 76 б). Общий расход вычисляется как сумма частичных расходов ΔQ , каждый из которых проходит через часть площади живого сечения ω_i , заключенную между двумя скоростными вертикалями или между урезом и ближайшей к нему вертикалью.

Таким образом, общий расход Q равен

$$Q = \sum_{i=1}^{i=n} \Delta Q_i = K v_{1\omega_{0,1}} + \left(\frac{v_1 + v_2}{2} \right) \omega_{1,2} + \dots + \left(\frac{v_{n-1} + v_n}{2} \right) \omega_{n-1,n} + K v_n \omega_{n,0}, \quad (128)$$

где K — переменный параметр, зависящий от характера берега и изменяющийся от 0,7 до 0,9. При наличии мертвого пространства $K=0,5$. Расчет расхода воды поясняется рис. 76.

Средняя скорость для всего живого сечения при известном расходе воды Q вычисляется по формуле $v_{cp} = \frac{Q}{\omega}$.

Для измерения расходов воды применяются и другие методы, например на горных реках используется метод ионного паводка.

Подробные сведения по определению и вычислению расходов воды излагаются в курсе гидрометрии.

Между расходами воды и уровнями существует определенная зависимость $Q=f(H)$, известная в гидрологии как кривая расходов воды. Подобная эмпирическая кривая представлена на рис. 77 а.

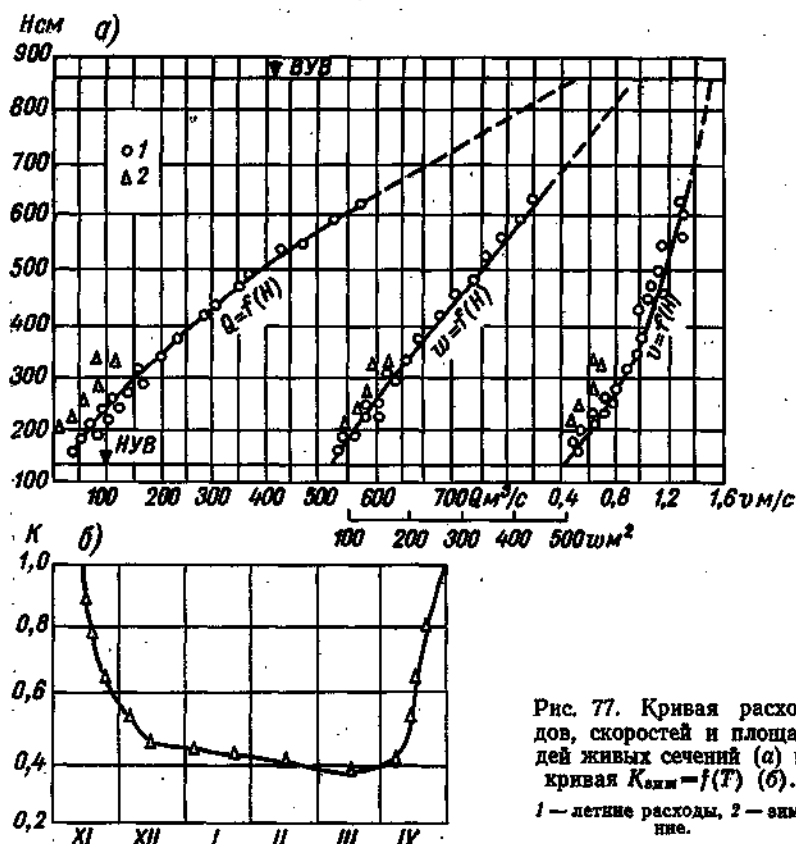


Рис. 77. Кривая расходов, скоростей и площадей живых сечений (а) и кривая $K_{\text{жи}}=f(T)$ (б).
1 — летние расходы, 2 — зимние.

Она проведена по измеренным расходам воды в реке в период, свободный ото льда. Точки, соответствующие зимним расходам воды, ложатся влево от летней кривой, так как расходы, измеренные при ледоставе $Q_{\text{зим}}$ (при одной высоте стояния уровня), меньше летних $Q_{\text{л}}$. Уменьшение расходов есть следствие увеличения шероховатости русла при ледовых образованиях и уменьшения площади живого сечения. Соотношение между $Q_{\text{зим}}$ и $Q_{\text{л}}$, выражаемое переходным коэффициентом

$$K_{\text{зим}} = \frac{Q_{\text{зим}}}{Q_{\text{л}}},$$

не остается постоянным и изменяется во времени с изменением интенсивности ледовых образований, толщины льда и шероховатости его нижней поверхности. Ход изменений $K_{\text{зим}} = f(T)$ от начала замерзания до вскрытия показан на рис. 77 б.

Кривая расходов позволяет определять ежедневные расходы воды реки по известным уровням, наблюдаемым на водомерных постах. Для периода, свободного ото льда, пользование кривой $Q = f(H)$ не вызывает затруднений. Ежедневные расходы при ледоставе или других ледовых образованиях можно определить с помощью той же кривой $Q = f(H)$ и хронологического графика $K_{\text{зим}} = f(T)$, с которого снимаются значения $K_{\text{зим}}$ на нужную дату:

$$Q_{\text{зим}} = K_{\text{зим}} Q_{\text{л.}}$$

Существуют и другие способы определения зимних расходов, например по «зимней» кривой расходов, если ее удастся построить.

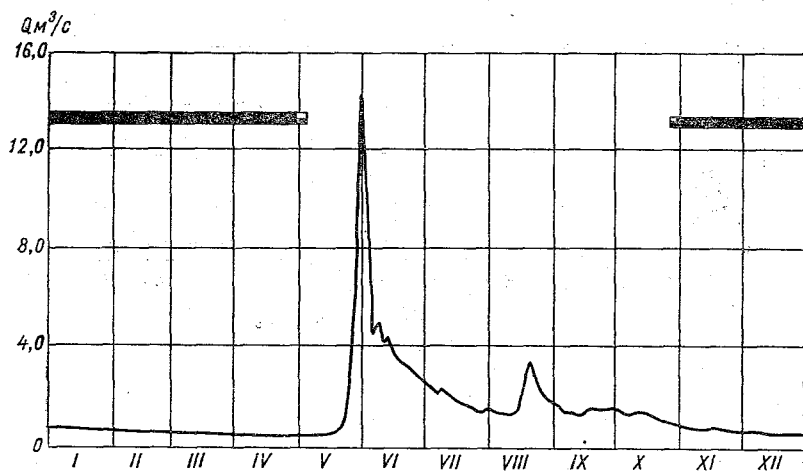


Рис. 78. Гидрограф.

Однозначность кривой расходов воды в ряде случаев нарушается и в период, свободный ото льда. Наиболее часто это наблюдается при неустойчивом русле (намыв, размыв), а также при возникновении переменного подпора, вызванного несовпадением хода уровней данной реки и ее притока (см. § 172), работой гидротехнических сооружений (см. § 202), зарастанием русла водной растительностью и другими явлениями. В каждом из этих случаев выбираются те или иные способы определения ежедневных расходов воды, излагаемые в курсе гидрометрии.

По данным ежедневных расходов воды можно вычислить средние расходы за декаду, месяц, год. Средние, наибольшие и наименьшие расходы за данный год или за ряд лет называются характеристическими расходами. По данным ежедневных расходов строится календарный (хронологический) график колебаний расходов воды, называемый гидрографом (рис. 78).

ГЛАВА 31. ПИТАНИЕ РЕК

§ 124. Источники питания рек

Основной источник питания всех рек на земном шаре — атмосферные осадки. При определенных условиях часть выпадающих жидких осадков образует поверхностный сток и служит непосредственным источником питания рек в периоды паводков. Твердые осадки аккумулируются на поверхности земли в виде снежного покрова. На равнинах и невысоких горах накопившийся за зиму снег тает в теплое время и также служит источником питания рек. Снег, накопившийся в более высоких горах, в отдельные годы стает не весь, пополняет запасы вечных снегов и дает начало ледникам. Талые воды этих снегов и ледников являются еще одним источником питания рек. Часть талых и дождевых вод просачивается в верхние слои земли и при некоторых условиях быстро дренируется реками, при этом несколько растягивается процесс стока этих вод в речную сеть. Некоторая часть талых и дождевых вод идет на пополнение запасов подземных вод, которые значительно медленнее попадают в русла рек. Подземные воды являются также источником питания рек; они обеспечивают устойчивость речного стока. Таким образом, существуют четыре источника питания рек — жидкие осадки, снежный покров, высокогорные снега и ледники и подземные воды.

Соотношения между количеством воды, поступающим в реки от того или иного источника питания, неодинаковы в различных районах. Меняются они и от сезона к сезону для одной и той же реки. Эти различия зависят главным образом от климатических условий: режима осадков и температуры воздуха в течение года.

Впервые роль климата в питании рек и влияние на их режим были оценены известным русским ученым А. И. Воейковым в его работе «Климаты земного шара, России в особенности», опубликованной в 1884 г. В этой работе Воейков высказал положение, которое до сего времени сохранило свое значение: «Реки суть продукт климата их бассейнов». В настоящее время это положение получило более широкую формулировку: «Реки и их режим представляют собой продукт климата на общем фоне воздействия и других компонентов ландшафта и хозяйственной деятельности». Этим подчеркивается ведущая роль климата и указывается, что, помимо климата, определенное значение имеют геологическое строение бассейнов, их почвы, растительность, озерность и заболоченность, а также хозяйственная деятельность человека.

§ 125. Климатическая классификация рек А. И. Воейкова

Рассматривая реки как продукт климата их бассейнов, Воейков считал возможным использовать особенности их режима как индикатор климата. Для этой цели им была разработана климатическая классификация рек. Воейков разделил все реки на следующие типы.

Тип А. Реки, получающие воду от таяния снега на равнинах и невысоких горах (до 1000 м). В чистом виде этот тип не существует нигде. Наибольшее приближение к нему наблюдается в северной части Сибири и Северной Америки, где снежный покров держится 8—10 месяцев и большую часть вод реки получают от таяния снега.

Тип В. Реки, получающие воду от таяния снега в горах. Этот тип тоже не существует в чистом виде. К нему приближаются реки западных частей горных массивов, занимающих середину Азии: Сырдарья, Тарим, Инд в верхних течениях. Правильный ход температуры воздуха с максимумом летом обуславливает регулярно наблюдающееся летнее половодье.

Тип С. Реки, получающие воду от дождей и имеющие половодье в летнее время. Этот тип рек характерен для областей с тропическими дождями и муссонами. Таковы, например, реки Амазонка, Конго, Ориноко, Ганг, Брахмапутра, реки Дальнего Востока нашей страны.

Тип D. Реки, у которых половодье происходит вследствие таяния снега весной или в начале лета, причем значительная часть воды рек доставляется дождями. К этому типу относятся реки стран с суровой и снежной зимой и дождливым летне-осенним периодом: большинство равнинных рек нашей страны (Восточно-Европейская равнина, Западно-Сибирская равнина), реки Скандинавии, Восточной Германии, северной части США.

Тип Е. Вода доставляется дождями; она выше в холодные месяцы, но правильное периодическое изменение невелико. Этот тип преобладает в Средней и Западной Европе — бассейны рек Везера, Мааса, Шельды, Сены, реки Англии (кроме северо-западных) и др.

Тип F. Вода доставляется дождями; она выше в холодное время, чем летом, и разница значительна. Реки получают воду только в дождливое время осенью и зимой. Летом реки нередко пересыхают. К этому типу принадлежат реки Испании (вне гор), некоторых частей Ирана, Малой Азии, северного берега Африки (от Туниса до Марокко), Калифорнии, Чили, южной и западной частей Австралии.

Тип G. Отсутствие рек и вообще постоянных водотоков вследствие сухости климата. К районам без рек принадлежат Сахара, Каракумы и Кызылкум, большая часть Аравии, центральные плоскогорья Азии, обширные плоскогорья Северной Америки по обе стороны Скалистых гор и др.

Тип H. Страны, где дождливое время коротко и реки имеют воду тогда и несколько времени после, а в остальное время пересыхают или превращаются в ряд луж с подземным течением в промежутках между ними. Таковы, например, северная степная часть Крыма, степи по нижнему течению Куры и Аракса, часть Монголии и др.

Тип I. Страны без рек вследствие того, что они сплошь покрыты снегом и ледниками; здесь реки заменяются ледниками с их подледниковыми потоками. К такому типу стран можно отнести, например, Гренландию.

§ 126. Количественная характеристика роли отдельных источников питания рек

Количественная оценка роли отдельных источников питания рек представляет собой довольно трудную задачу и решается в настоящее время приближенно. В ряде районов значительная часть

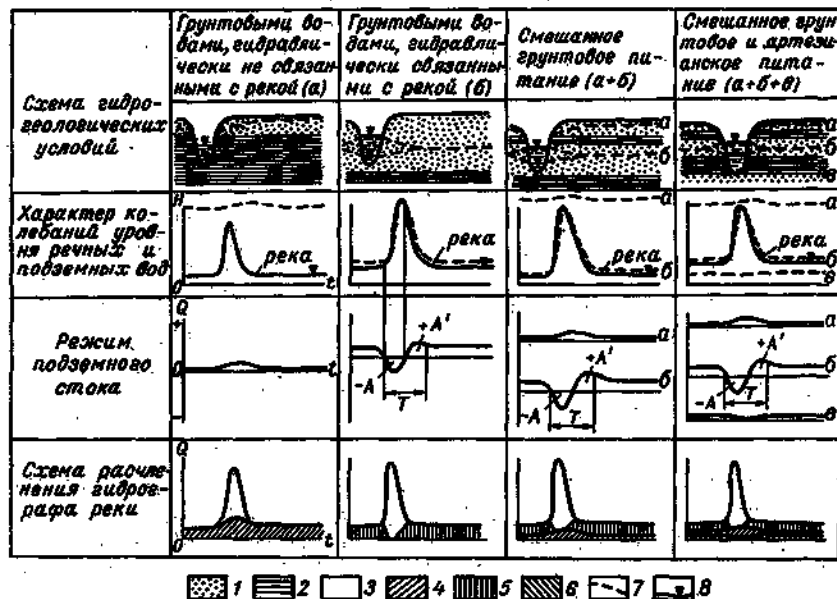


Рис. 79. Типовые схемы расчленения гидрографа реки (по В. И. Куделину).

1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — поверхностный сток; 4 — подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой; 5 — подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой; 6 — сток из напорных горизонтов; 7 — уровень подземных вод; 8 — уровень воды в реке; Т — время берегового регидрирования поверхностного стока; —А и +А' — отрицательная и положительная фазы подземного стока в реки в период паводка.

дождевых и снеговых вод попадает в речную сеть не в виде поверхностного стока, а дренируется речной сетью в результате инфильтрации этих вод в поверхностные слои земли. Это характерно для лесных районов, где лесные почвы обладают способностью хорошо поглощать снеговые и дождевые воды. Аналогичное явление имеет место в горных районах, где происходит интенсивное поглощение поверхностных вод обильным скоплением обломочного материала.

Обычно решение задачи о количественной оценке роли источников питания рек производится путем расчленения гидрографа. Впервые эта задача была решена известным советским гидрологом

В. Г. Глушковым. Простейший способ расчленения гидрографа заключается в том, что на гидрографе прямыми или плавными линиями соединяются точки минимальных расходов предвесеннего периода и все частные минимумы меженного периода в промежутках между паводками. При таком способе расчленения гидрографа не учитываются особенности режима стока подземных вод в реки, что является существенным недостатком.

В дальнейшем был предложен ряд других способов расчленения гидрографов, учитывающих режим стока подземных вод в реки (А. В. Огиевский, Б. В. Поляков, М. И. Львович и др.). Б. И. Куделин составил типовые схемы выделения подземного питания на гидрографе в зависимости от условий залегания водоносных пластов, дренирования их речной долиной и выхода подземных вод на дневную поверхность по отношению к урезу воды (рис. 79). Для случая питания реки из водоносного горизонта, гидравлически связанного

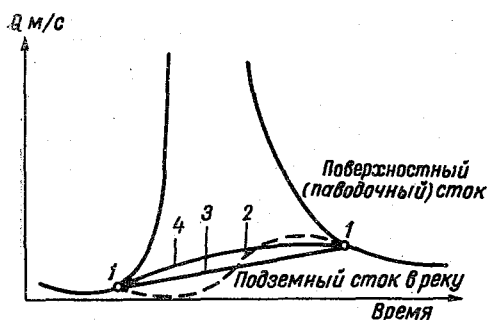


Рис. 80. Схема определения подземной составляющей речного стока в период половодья.

1 — точки соответствуют питанию рек подземными водами до и после половодья; 2 — естественный ход притока в реки подземных вод, гидравлически связанных с речными русловыми водами; 3 — линия, примерно характеризующая средний приток подземных вод, гидравлически связанных с русловыми водами; 4 — линия, принимаемая в качестве границы подземного и поверхностного стока с учетом питания рек подземными водами, гидравлически не связанными с русловыми.

с рекой (подпорный тип режима подземного стока в реки), способ расчленения основан на учете берегового регулирования (см. § 98), период которого равен периоду половодья (паводка) и времени добегания поступивших ранее в русловую сеть подземных вод в верхней части бассейна.

М. И. Львович составил схему определения подземной составляющей речного стока в период половодья (паводков), основанную на предположении, что общий приток подземных вод, как гидравлически связанных, так и не связанных с русловыми, достигает максимума на спаде половодья. Учитывая это, можно приблизительно по гидрографу установить границу между поверхностным речным стоком и общим притоком подземных вод по линии 4, указанной на рис. 80.

Точность выделения отдельных источников питания по гидрографу повышается, если используются комплексные графики, на которых график расходов воды совмещается с графиками ежедневного хода температуры воздуха и суточных величин атмосферных осадков (с выделением твердых осадков). Оценка подземной составляющей речного стока по материалам многолетних наблюдений на реках СССР позволила составить карту норм подземного стока в реки в масштабе 1:5 000 000 (1965 г.). Работа по составлению

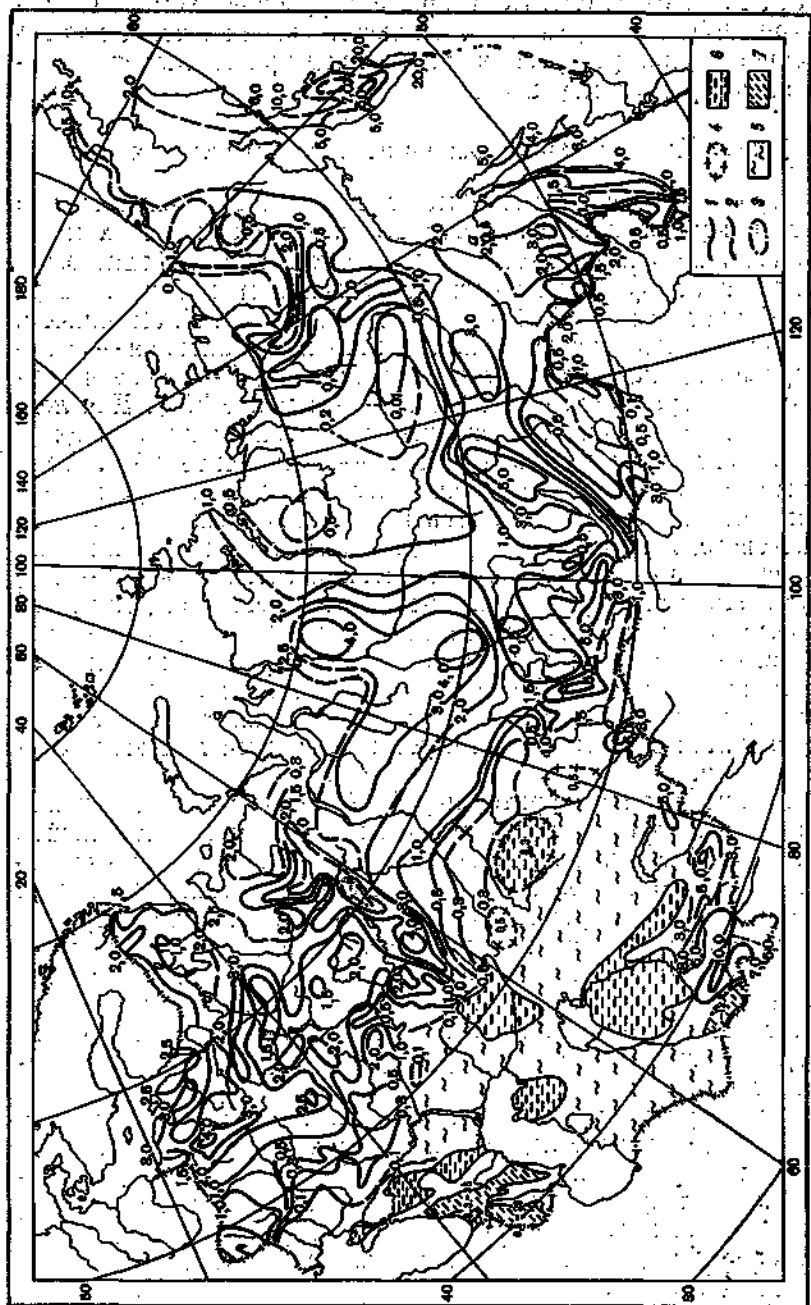


Рис. 81. Распределение величин подземного стока в реки (в $л/(с \cdot км^2)$):

1 — изолинии модулей подземного стока, 2 — то же, рассчитанных приближенно, 3 — участки особых условий формирования подземного стока под влиянием карста; 4 — участки, для которых подземный сток рассчитан по водному балансу озер; 5 — область спорадического распространения пресных грунтовых вод, 6 — область распространения грунтовых вод с нестрой минерализацией и наличием стока пресных артезианских вод, 7 — области с колебанием стока в больших пределах.

карты выполнялась коллективами нескольких научных учреждений (МГУ, ГГИ, ВСЕГИНГЕО и др.) под руководством Б. И. Куделина (рис. 81). Эта карта имеет исключительное значение для количественной оценки ресурсов подземных вод при составлении водного баланса страны (см. § 225).

§ 127. Классификация рек по источникам питания

Несмотря на несовершенство методов количественной оценки роли источников питания в годовом стоке, применение этих методов дает возможность произвести генетический анализ водного режима рек и классифицировать их по источникам питания. Такая классификация для рек СССР была разработана М. И. Львовичем. При количественной оценке каждого источника питания — снежного покрова S , дождевых вод R и грунтовых вод U — Львович принял следующие градации: более 80, 50—80 и менее 50%. Для ледникового питания G , учитывая специфику этого источника питания, предложена своя градация: более 50, 25—50 и менее 25%. Если в годовом стоке рек более 80% приходится на один из первых трех источников питания, то река, по Львовичу, принадлежит к типу рек чисто снегового, дождевого или подземного питания. Если доля стока за счет одного из источников питания составляет 50—80%, река относится к типу рек преимущественно снегового, дождевого или подземного питания. И наконец, при доле стока за счет одного из трех источников питания менее 50% река принадлежит к типу рек смешанного питания. Отнесение реки к тому или иному типу при участии в питании ее талых вод высокогорных снегов и ледников производится в соответствии с установленными для этого случая градациями.

Размещение рек на территории СССР по источникам питания подчинено определенной закономерности. Большая часть нашей страны занята бассейнами рек снегового, преимущественно снегового и смешанного с преобладанием снегового питания (рис. 82). В равнинной части это размещение носит в значительной мере зональный характер. На крайнем юге расположена область рек чисто снегового типа питания. Здесь дожди вследствие сухости климата не дают стока, грунтовые воды залегают глубоко и в малой мере участвуют в питании рек. К этому типу рек принадлежат, например, Большой и Малый Узень, Еруслан, Нура в Северном Казахстане и др.

Далее к северу доля снегового питания постепенно уменьшается, увеличивается доля стока подземных вод, а затем усиливается гидрологический эффект дождей и притом настолько, что сток дождевых вод начинает превышать сток подземных. На севере азиатской части СССР доля подземных вод в питании рек резко снижена (меньше 10%) вследствие распространения многолетней мерзлоты (реки Пясины, Вилюй).

На западе и северо-западе европейской части СССР расположены бассейны рек смешанного типа питания. В питании этих рек

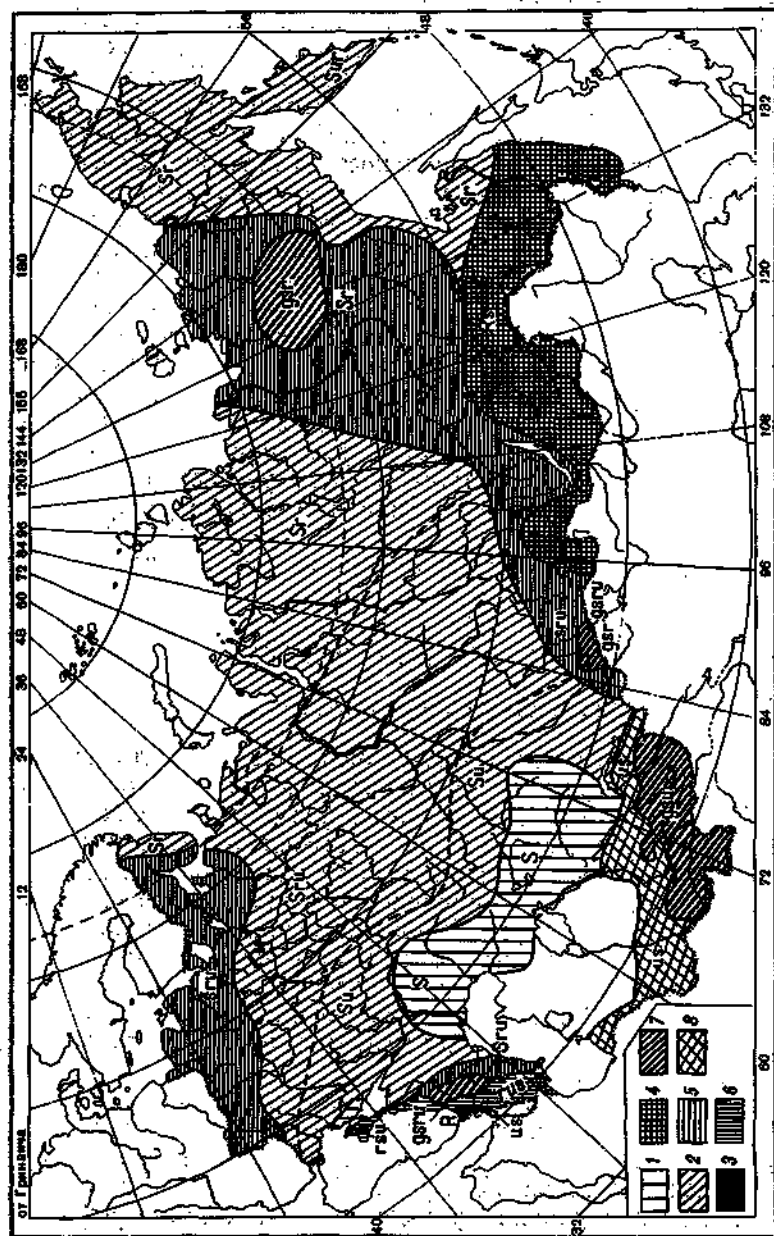


Рис. 82. Схема классификации рек по источникам питания (по М. И. Львовичу).

1 — S — реки чисто снегового питания; 2 — реки преимущественно снегового питания; 3 — R — реки преимущественно снегового питания; 4 — R — реки преимущественно снегового питания; 5 — R — реки преимущественно снегового питания; 6 — R — реки преимущественно снегового питания; 7 — R — реки преимущественно снегового питания; 8 — R — реки преимущественно снегового питания; 9 — R — реки преимущественно снегового питания; 10 — R — реки преимущественно снегового питания.

возросла роль дождей и снизилась роль снеговых вод, хотя снеговым водам по-прежнему принадлежит основная роль в формировании стока (реки Тосна, Плюса).

Реки дождевого питания в СССР распространены меньше, чем реки с преобладанием снегового питания. Реки чисто дождевого питания встречаются в Колхиде и Ленкорани. На Дальнем Востоке, в области муссонного климата, распространены реки преимущественно дождевого питания с малой долей стока подземных вод.

В горных районах широтная зональность в питании рек сменяется вертикальной поясностью. С увеличением высоты возрастает доля снегового питания, а по достижении границы вечных снегов в питании рек начинают участвовать горные снега и ледники. На северном склоне Главного Кавказского хребта распространены реки смешанного типа питания с преобладанием снегового, на южном склоне значительная роль в питании рек принадлежит дождям. Алтай — страна рек смешанного типа питания. В Средней Азии встречаются реки грунтового, снегового и смешанного типа питания с некоторой долей ледникового. Последняя группа рек невелика и включает в себя верхние участки рек, прилегающие непосредственно к ледикам. Типы водного режима рек автор устанавливает по сочетанию источников питания и сезонного распределения стока.

М. И. Львовичем составлена аналогичная классификация для рек земного шара.

ГЛАВА 32. ВОДНЫЙ РЕЖИМ

§ 128. Фазы водного режима

Годовой цикл водного режима рек можно подразделить на несколько характерных периодов, называемых фазами водного режима. Характерные особенности этих фаз и их продолжительность определяются условиями питания, изменением этих условий в течение года, что в свою очередь зависит от климата речных бассейнов. Число фаз может быть неодинаковым для различных рек и колеблется от четырех до двух. На одних реках, как, например, в равнинной части нашей страны, наблюдаются четыре фазы: весеннее половодье, летняя межень, осенние паводки, зимняя межень. На других (крайний юг Русской равнины) фаза осенних дождевых паводков отсутствует; на реках с длительным летним половодьем не бывает летней межени.

Половодье — фаза водного режима, характеризующаяся ежегодно повторяющимся в один и тот же сезон длительным и значительным увеличением водности реки, вызывающим подъем ее уровня. Во время половодья воды реки обычно затопляют пойму. Значительные подъемы уровня приводят иногда к катастрофическим наводнениям.

В разных климатических зонах половодье наблюдается в различные сезоны года. Если основными источниками питания рек яв-

ляются талые воды сезонных снегов или ледников, то половодье проходит весной или летом. Весеннее половодье характерно для равнинных рек континентального климата. Исключение составляют реки северных районов с длительной зимой и поздним снеготаянием. На этих реках половодье наблюдается летом (реки Анадырь, Юкон). Значительную часть лета захватывает половодье на реках горных районов в связи с удлинением периода таяния сезонных снегов вследствие вертикальной поясности этого явления. Для высокогорных рек, в питании которых принимают участие высокогорные снега и ледники, характерно летнее половодье (реки Памира, Тянь-Шаня, Кавказа).

Половодье, вызванное дождями, бывает во все сезоны года. Время его наступления определяется режимом осадков и температурой воздуха. Ежегодно повторяющиеся в течение длительного периода времени дожди обуславливают возможность образования дождевого половодья; температурный режим (высокие температуры) и сухость воздуха ограничивают эту возможность вследствие потерь дождевых вод на инфильтрацию и испарение.

В районах с муссонным климатом дождевые половодья охватывают все теплое время года, включая весну и лето (реки Дальнего Востока). На реках средней части Европы, юга Скандинавии и Северной Америки (США), центральной и северной частей Малой Азии и вдоль южного берега Каспия дождевые половодья проходят весной. Осенние половодья характерны для рек экваториальной зоны (Амазонка в нижнем течении, правые и левые ее притоки, реки Нил, Нигер и др.). Зимой половодье наблюдается в районах со средиземноморским климатом. К районам с повышенным зимним стоком относятся Южная и Западная Европа, Юго-Западная Азия, западная и южная части Австралии, Новая Зеландия, Северная Африка (Алжир), Тихоокеанское побережье Южной и Северной Америки.

Дождевыми паводками называются относительно кратковременные и быстрые подъемы уровней и увеличение расходов воды под влиянием выпадающих в речном бассейне дождей и столь же быстрый спад их. Относительная кратковременность прохождения паводков, малые объемы стока по сравнению с половодьем и различное время прохождения их в течение года на одной и той же реке и составляют отличие паводков от половодий.

На одних реках паводки проходят в осенний период (реки Русской равнины, Западно-Сибирской равнины, Восточной Сибири); на других они бывают преимущественно зимой и весной (реки Крыма, южной и средней части Италии), на третьих — летом. Иногда паводки наблюдаются в течение всего года (реки, стекающие с Карпат). В этом случае выделение в годовом цикле водного режима отдельных фаз носит условный характер.

Межень — фаза водного режима, характеризующаяся малой водностью относительно периода половодья или фазы паводков. Причина малой водности — резкое снижение поступления воды с водосборной площади реки.

Выделяются летняя и зимняя межени. В период летней межени река питается преимущественно подземными водами и водами атмосферных осадков, выпадающих нерегулярно. Летняя межень может быть устойчивой продолжительной, а также прерывистой. Длительная устойчивая летняя, иногда летне-осенняя межень отличается постепенным уменьшением расходов воды с конца половодья до конца лета, осени (реки степной и полупустынной зон СССР), что связано с истощением запасов подземных (грунтовых) вод. Паводки на таких реках в период межени бывают редко. На малых реках истощение грунтовых вод приводит к летнему пересыханию.

Межень, нарушаемая дождевыми паводками, неустойчивая, прерывистая. Периоды малой водности между паводками короткие, иногда длятся несколько дней. Неустойчивая летняя межень характерна для рек севера и северо-запада Русской равнины и Восточной Сибири. Максимальные расходы воды и уровни на малых реках в этих областях во время дождевых паводков иногда превышают максимальные расходы и уровни весеннего половодья.

Зимняя межень на реках континентального климата совпадает обычно с периодом ледостава. Исключение составляют горные реки, где отсутствие ледостава обуславливается большими скоростями течения. В период зимней межени реки питаются грунтовыми водами, частично (реки северо-запада и юга Русской равнины) снеговыми водами во время зимних оттепелей. Расходы воды от начала замерзания рек постепенно снижаются, достигая минимума перед вскрытием. В районах с суровым климатом, особенно в зоне многолетней мерзлоты, многие реки перемерзают, что является следствием не только прекращения стока подземных вод в русло рек, но и затрат воды на ледообразование.

Среди многообразия типов водного режима выделяются реки с простым и сложным режимом. Сложный водный режим свойствен крупным рекам, притоки которых собирают воды с бассейнов, расположенных в разных географических зонах (Нил, Амур, Енисей, Печора, Дунай и др.). Малые и средние реки (условно с площадями водосборов до 50 000 км²) имеют простой режим, формирующийся в пределах одной географической зоны. В то же время водный режим малых рек иногда может значительно отклоняться от характерного «зонального» режима под воздействием аazonальных факторов, таких, например, как геологическое строение речного бассейна, с которыми тесно связано питание рек подземными водами.

§ 129. Весеннее половодье на реках СССР

Весеннее половодье представляет собой основную фазу водного режима рек чисто снегового, преимущественно снегового и смешанного с преобладанием снегового типа питания. Такие реки распространены на равнинной территории СССР.

Основными элементами весеннего половодья являются: начало и конец половодья, его продолжительность, максимальные расход и уровень, продолжительность подъема и спада и объем стока. Ве-

сеннее половодье начинается с интенсивного роста уровней и расходов. Это происходит через несколько дней после перехода температуры воздуха через 0°C , так как отдача воды снежным покровом начинается только после того, как снег пропитается водой. Начало половодья довольно хорошо совпадает со временем появления ручьев снеговой воды на склонах.

В пределах нашей страны раньше всего половодье начинается на юго-западе европейской части (вторая половина февраля). Фронт начала половодья продвигается с юго-запада на северо-восток, и в низовьях Печоры половодье наступает в начале мая. В азиатской части СССР половодье начинается несколько позже: на юге — в начале апреля, на севере — в конце мая — начале июня (в низовьях Хатанги, Пясины, Лены и на других реках).

Если начало половодья определяется только климатическими условиями, то конец его зависит от величины запасов воды в снежном покрове в речном бассейне, интенсивности снеготаяния и морфологических особенностей бассейна (размеры, уклон местности, развитие речной сети, временной и постоянной), определяющих скорость стекания и время добегания талых вод до замыкающего створа. Очевидно, что и продолжительность половодья зависит от этих же факторов и может меняться в широких пределах. На территории СССР она колеблется от 10—15 дней на реках Южного Заволжья и равнинного Казахстана до 4—5 месяцев на больших реках с крупными водосборами, обширными поймами, как, например, на Оби, и с повышенной озерностью. Поймы рек и их русла, заполненные большими массами воды, медленно отдают ее, вследствие чего спад половодья происходит медленнее, чем подъем, т. е. продолжительность спада больше продолжительности подъема.

Максимальные расходы и уровни держатся на некоторых реках недолго (1—2 дня), на других стояние высоких уровней затягивается (реки Западно-Сибирской равнины). Иногда наблюдается несколько максимумов, что является следствием или возврата холодов, сменяющихся новым потеплением, или разновременностью развития половодья на главной реке и ее притоках.

Объем половодья численно равен суммарному количеству воды, проносимому рекой за этот период. Одной из характеристик объема весеннего половодья является слой его стока (см. § 134). За время весеннего половодья реки проносят большую часть годового стока — от 50% на севере до 90% и более на юге.

Советскими гидрологами разработаны методы прогноза элементов весеннего половодья, в частности его объема. Величина последнего определяется запасами воды в снежном покрове к началу снеготаяния (снегозапасы), количеством осадков, выпавших во время половодья, и расходом этих вод на инфильтрацию, заполнение углублений рельефа снеговыми водами (аккумуляцию вод в понижениях рельефа), аккумуляцию вод в верхних слоях почвы, затрачиваемых впоследствии на испарение. Инфильтрация зависит от

увлажненности почвы осенью и промерзания зимой. Учет увлажнения почвы и глубины ее промерзания значительно улучшает прогноз объема весеннего половодья. (Подробнее о процессе инфильтрации см. § 91.)

§ 130. Формирование паводков и передвижение паводочной волны в русле реки

Паводки формируются под влиянием дождей и таяния снега во время зимних оттепелей; они могут быть вызваны также пусками из водохранилищ, прорывами плотинных озер, дамб и пр. Не всякий дождь образует паводок, а лишь тот, интенсивность выпадения которого больше интенсивности инфильтрации и аккумуля-

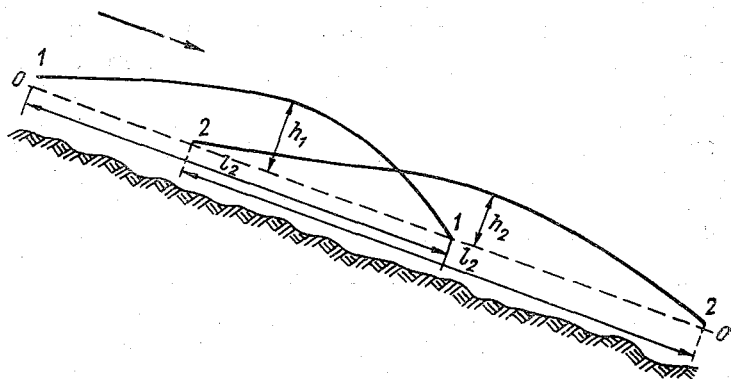


Рис. 83. Схема движения волны паводка.

ции воды в неровностях рельефа. Форма гидрографа паводка (высота, время подъема и спада) зависит от режима осадков и определяется величиной площади орошения дождем, а также конфигурацией и размерами бассейна, морфологическими особенностями русла и поймы, влияющими на скорость добегания воды до замыкающего створа на реке. Ливневые дожди обычно одновременно охватывают сравнительно ограниченные территории. Фронт осадков над большими речными бассейнами движется в определенной последовательности во времени и пространстве, поэтому весь бассейн редко бывает охвачен дождем одновременно. В связи с этим паводки на главной реке приобретают разные размеры и форму. Может случиться так, что паводки, сформированные на притоках в разное время, достигают главной реки в определенном месте одновременно. Накладываясь друг на друга, они могут вызвать на главной реке катастрофический паводок.

Паводки разделяют на элементарные и сложные. Элементарным паводком называют тот, который возник от выпадения единичного дождя (например, часового, суточного), равномерно орошающего весь бассейн, или от снеготаяния в единицу времени. Сложным на-

зывается паводок, состоящий из нескольких элементарных, наслаивающихся один на другой в определенной последовательности в зависимости от режима выпадения дождя или снеготаяния в течение нескольких единиц времени. Форма элементарного паводка зависит от конфигурации бассейна и времени добегания.

С гидравлической точки зрения паводок и половодье рассматривают как одиночную волну перемещения в русле реки. Волны перемещения отличаются от колебательных волн тем, что в них имеет место не только фазовая скорость, как в колебательных волнах (см. § 59), например скорость перемещения гребня паводка, но и скорость поступательного перемещения частиц воды. Первая скорость может быть и больше и меньше второй.

Паводочная волна и волна половодья при движении вниз по течению расплываются. На рис. 83 изображен продольный профиль паводочной волны (свободной поверхности потока) на некотором участке реки. Длина этой паводочной волны l_1 , высота h_1 . Через некоторый промежуток времени t паводочная волна сместится вниз по течению. Длина ее делается равной l_2 , а высота h_2 . Так как при движении паводочная волна расплывается, то $l_2 > l_1$ и $h_2 < h_1$. Частное от деления расстояния между гребнями

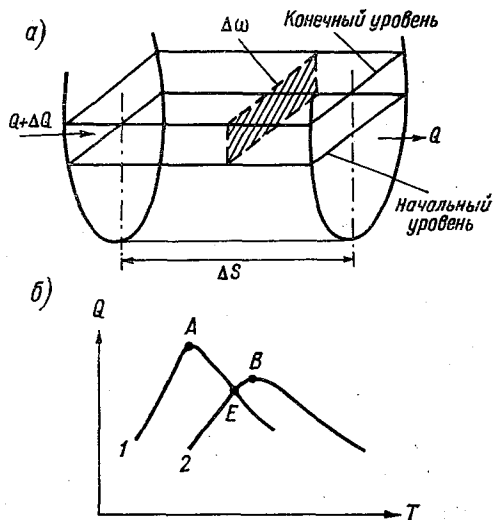


Рис. 84. Схемы к выводу уравнения неразрывности (а) и расположения паводочных волн по длине реки (б).

паводочных волн L на промежуток времени t , т. е. $\frac{L}{t}$, представляет собой скорость движения паводочной волны.

Рассмотрим некоторый участок реки (рис. 84 а). Предположим, что через верхнее живое сечение этого участка за интервал времени Δt проходит расход $Q + \Delta Q$, а через нижнее — Q . Расстояние между двумя сечениями ΔS . Так как расход воды через нижнее сечение меньше, чем через верхнее, то в русле реки на рассматриваемом участке за промежуток времени Δt накопится некоторое количество воды ΔW , которое изображено в виде призмы, расположенной в верхней части рисунка. Объем этой призмы $\Delta W = \Delta Q \Delta t$. Этот же объем может быть вычислен иначе, в виде произведения площади $\Delta \omega$, равной средней величине соответствующих площадей в верхнем и нижнем сечении, на длину участка ΔS , т. е. $\Delta W = \Delta \omega \Delta S$. Таким образом, $\Delta Q \Delta t = \Delta \omega \Delta S$, или $\frac{\Delta Q}{\Delta S} = \frac{-\Delta \omega}{\Delta t}$. В этом равенстве

знак минус взят потому, что уменьшению расхода в нижнем сечении соответствует увеличение объема воды в русле реки на данном участке. Переходя к пределам, нетрудно получить уравнение, которое называется уравнением неразрывности: оно характеризует неразрывность (сплошность) движения водных масс в потоке

$$\frac{\partial Q}{\partial S} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = 0. \quad (129)$$

На рис. 84 б показаны изменения величин Q во времени для двух последовательно расположенных по течению реки пунктов (1, 2). Точки A и B соответствуют максимальным расходам в каждом из этих пунктов. Так как паводок расплывается, то, очевидно, максимальные расходы уменьшаются вниз по течению. В некоторый момент времени, соответствующий на рис. 84 б точке E , расходы воды в двух соседних пунктах будут равны между собой, а следовательно,

величина $\frac{\partial Q}{\partial S}$ (изменение расхода по длине реки) будет равна нулю, а также и $\frac{\partial \omega}{\partial t} = 0$. Это значит, что в точке E площадь живого сечения максимальная, а следовательно, и уровень максимальный. Так как точка E соответствует более позднему моменту, чем точка A , то отсюда можно сделать очень важный вывод: максимум расходов при паводках наступает раньше максимума уровней.

Предположим, что в некоторый момент времени в данном пункте наблюдается максимум расходов. В этом случае $\frac{\partial Q}{\partial t} = 0$. Известно, что $Q = \omega v$, где v — средняя скорость течения. Величина площади живого сечения ω находится в прямой зависимости от H , т. е. с увеличением H увеличивается и ω . Продифференцировав Q по t , получим

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \omega \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial \omega}{\partial t} = 0.$$

Сумма двух величин может быть равна нулю только в том случае, если обе эти величины равны нулю или если их абсолютные значения равны между собой, но одна из них положительная, а другая отрицательная. Из дифференциального исчисления известно, что если какая-либо функция имеет максимум, то производная этой функции до максимума (на подъеме) положительная, после него (на спаде) — отрицательная. Так как максимум уровней и соответственно максимум живого сечения наступают позже максимума расходов, то, следовательно, в момент максимума расходов $\frac{\partial \omega}{\partial t}$ — величина положительная. Отсюда следует, что величина $\frac{\partial v}{\partial t}$ меньше

нуля, а это значит, что в момент максимума расходов кривая, изображающая изменения скорости во времени, находится на спаде, т. е. максимум скорости наступил раньше, чем максимум расходов.

Представим себе, что в данный момент наблюдался максимум скоростей. В таком случае $\frac{\partial v}{\partial t} = 0$. Пользуясь формулой Шези $v = C\sqrt{Ri}$ и заменяя в ней гидравлический радиус R средней глубиной H , найдем $v^2 = C^2 Hi$. Продифференцировав обе части этого равенства, получим

$$2v \frac{\partial v}{\partial t} = C^2 H \frac{\partial i}{\partial t} + C^2 i \frac{\partial H}{\partial t} = 0.$$

Так как $\frac{\partial H}{\partial t}$ — величина положительная, ибо максимум уровней, а следовательно, и средней глубины наступает позже максимума скоростей, то $\frac{\partial i}{\partial t}$ меньше нуля. Отсюда следует, что максимум уклонов наблюдается раньше максимума скоростей. Таким образом, при прохождении паводка на реке сначала наступает максимум уклонов, затем максимум скоростей, максимум расходов и позже всего максимум уровней.

Повышенные скорости в передней (лобовой) части волны паводка по сравнению со скоростями в тыловой части волны даже в условиях однообразной формы и размеров русла приводят к расплыванию (растягиванию) этой волны. На рис. 142 (см. § 202) заметно уменьшение высоты и увеличение длительности половодья в нижнем течении р. Волги.

При прохождении паводка изменяется продольный профиль водной поверхности реки. Это отчетливо заметно на отдельных ее участках, характеризующихся чередованием плёсов и перекатов. На этих участках с изменением водности происходит перераспределение уклонов водной поверхности. При меженных уровнях большее влияние на распределение уклонов оказывает глубина, при высоких уровнях (при прохождении паводочных расходов воды) — плановые очертания русла. В межень перекаты, возвышаясь над средней поверхностью дна участка плёс — перекат, подпирают воду на выше-расположенном плёсе. В результате уклоны на плёсе меньше. На перекатах при малых глубинах поток испытывает большее сопротивление, для преодоления которого увеличиваются уклоны и скорости течения. При высоких уровнях на закруглениях (плёсовые участки) движение воды по сравнению со спрямленными участками перекатов испытывает добавочное сопротивление, и тем большее, чем больше скорость течения. Это добавочное сопротивление на плёсах вызывает увеличение уклонов, а следовательно, и скорости течения. Таким образом, при низких уровнях уклоны на плёсах меньше, на перекатах больше. С повышением уровней и увеличением расходов воды различия в уклонах на плёсах и перекатах сначала постепенно сглаживаются, а затем происходит их перераспределение: при больших расходах на плёсах уклоны становятся больше, на перекатах меньше.

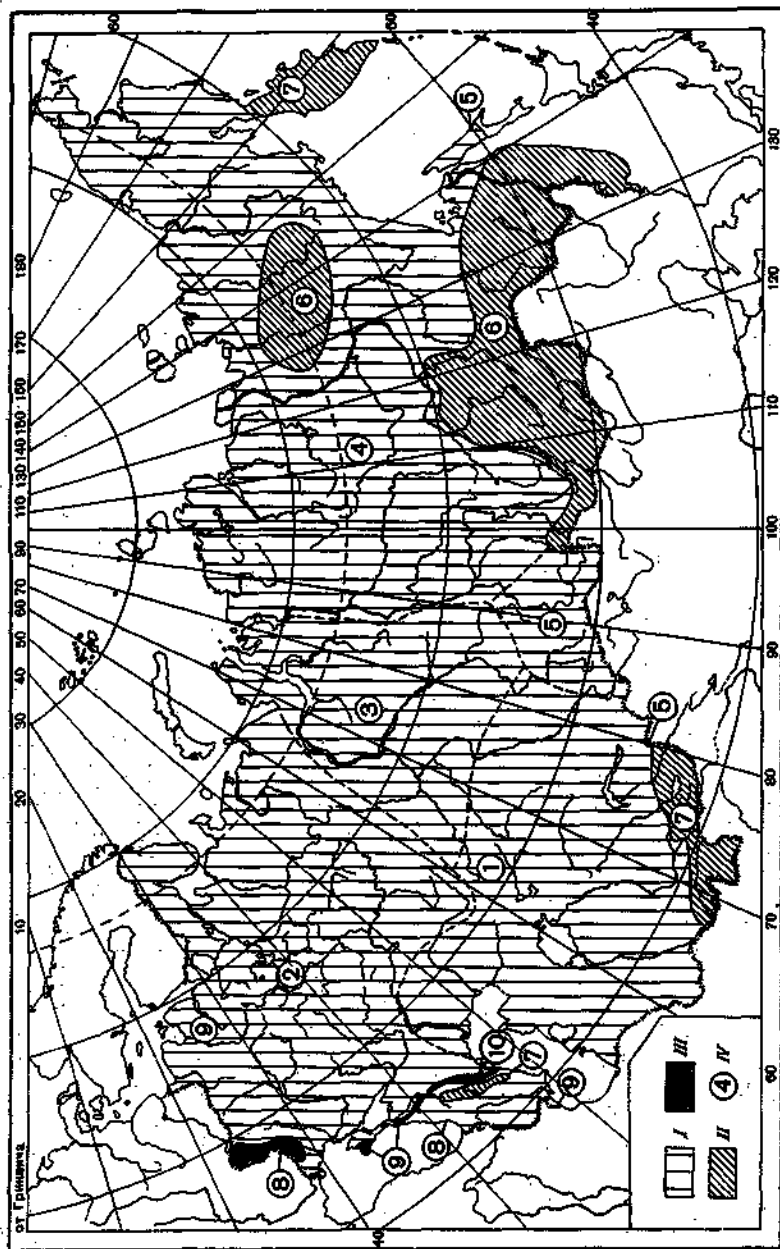


Рис. 85. Типы водного режима рек СССР (по Б. Д. Забкову).

I — реки с весенним половодьем, II — реки с половодьем в теплую часть года, III — реки с паводочным режимом, IV — мера типов рек.

§ 131. Классификация рек СССР Б. Д. Зайкова по характеру водного режима. Классификация П. С. Кузина

Основываясь на особенностях водного режима рек, Б. Д. Зайков разработал классификацию рек нашей страны по характеру водного режима. Все реки СССР, за исключением рек с естественно или искусственно зарегулированным режимом, Зайков разделяет на три группы: I) реки с весенним половодьем, II) реки с половодьем в теплую часть года и III) реки с паводочным режимом. На территории СССР наиболее распространены реки с весенним половодьем (рис. 85). В зависимости от характера половодья и режима расходов в остальное время года Зайков подразделяет первую группу рек

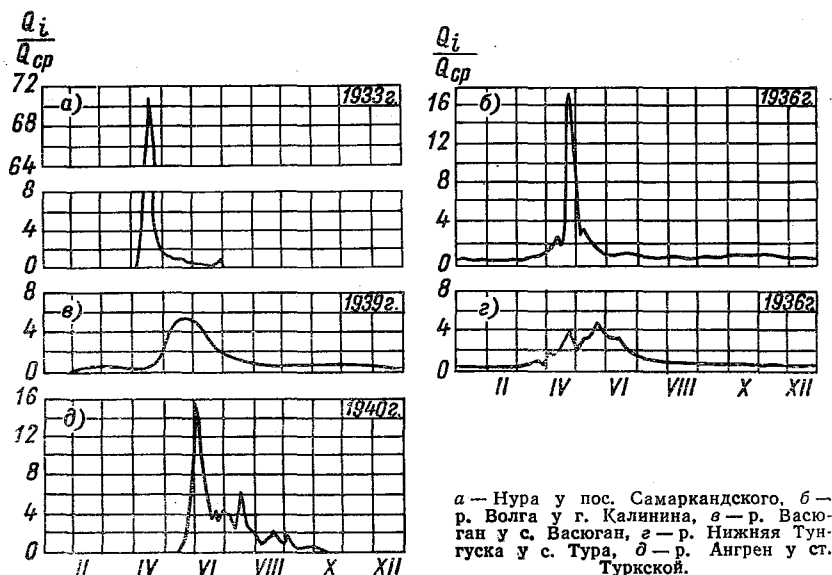


Рис. 86. Гидрографы рек с весенним половодьем.

на пять типов: казахстанский (1), восточноевропейский (2), западносибирский (3), восточносибирский (4) и алтайский (5).

Реки казахстанского типа отличаются резко выраженным весенним половодьем и низким стоком в остальное время года (рис. 86 а). Половодье на этих реках кратковременное, меньше одного месяца. Летом многие из них пересыхают. Осенние обложные дожди вследствие иссушенности почв за лето паводков не образуют. Реки этого типа распространены по северной окраине Арало-Каспийской низменности и в Южном Заволжье.

Реки восточноевропейского типа характеризуются высоким, но более длительным половодьем и пониженным стоком в летнюю и зимнюю межени (рис. 86 б). Продолжительность половодья колеблется в зависимости от размеров речных бассейнов. Летом проходят дождевые паводки. Осенние подъемы урвной

и расходов под влиянием обложных дождей бывают ежегодно. Этот тип рек распространен на большей части территории Русской равнины.

Реки западносибирского типа отличаются относительно невысоким и растянутым весенним половодьем, повышенным летне-осенним стоком и низкой зимней меженью (рис. 86 в). Половодье растянуто вследствие замедленного стока талых вод под влиянием равнинности рельефа, широких речных пойм, озеровидных расширений русел, обилия озер на поймах. Весеннее половодье продолжается до четырех месяцев и более. Летние паводки, так же как и весеннее половодье, сильно распластаны. Осенние паводки бывают ежегодно, но отличаются небольшими подъемами уровней. К этому типу рек относятся Обь в нижнем течении, ее притоки Кеть, Васюган, Северная Сосьва и др.

Для рек восточносибирского типа характерны высокое весеннее половодье, ежегодно повторяющиеся летние и осенние паводки и очень низкая зимняя межень (рис. 86 г). К этому типу

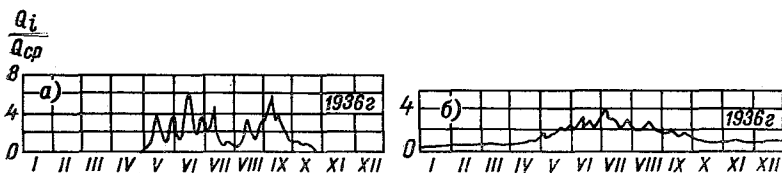


Рис. 87. Гидрографы рек с половодьем в теплую часть года.

а — р. Зея у Зейских ворот, б — р. Вахш у ст. Туткаульской.

принадлежат реки, протекающие к востоку от Енисея и к северу от Саян, Витимо-Олекминской горной страны, за исключением горных частей Яно-Индигирского района, Камчатки и Сахалина.

Реки алтайского типа характеризуются невысоким растянутым половодьем, гидрограф которого имеет гребенчатый вид (рис. 86 д), повышенным летним стоком и сравнительно низким стоком зимой. Растянутость половодья объясняется разновременностью таяния снега в различных высотных зонах. К этому типу принадлежат реки горных районов, бассейны которых целиком расположены ниже линии вечного снега (Алтай, Средняя Азия, Кавказ).

К группе рек с половодьем в летнее время (см. рис. 85) относятся реки двух типов: дальневосточного (б) и тянь-шаньского (7). На реках дальневосточного типа отдельные частые дождевые паводки в летний период, обильный дождями, сливаясь вместе, образуют невысокое и сильно растянутое половодье с отдельными пиками на гидрографе и понижениями между ними (рис. 87 а). Продолжительность летнего половодья от 4 до 6 месяцев. Многолетняя мерзлота обуславливает бедность запасов грунтовых вод и вследствие этого низкий зимний меженный сток.

На реках тянь-шаньского типа половодье проходит также в летнее время, но оно обязано происхождением таянию высокогорных снегов и ледников. Половодье растянутое и сравнительно

невысокое вследствие разновременности таяния в различных высотных поясах. На общую волну половодья накладываются отдельные волны, возникающие вследствие колебаний температуры воздуха и выпадения дождей (рис. 87 б). Реки тянь-шаньского типа распространены в горах Средней Азии, на Камчатке и Кавказе.

Третью группу рек составляют реки с паводочным режимом. Для них характерно отсутствие половодья и наличие ряда дождевых паводков, разделенных более или менее значительными промежутками времени с пониженными расходами и уровнями. Реки с паводочным режимом наименее распространены в нашей стране. В зависимости от распределения паводков в течение года Зайков разделяет реки этой группы на три типа (см. рис. 85): причерноморский (8), крымский (9) и северокавказский (10).

На реках причерноморского типа дождевые паводки наблюдаются в течение всего года. Таковы, например, малые реки

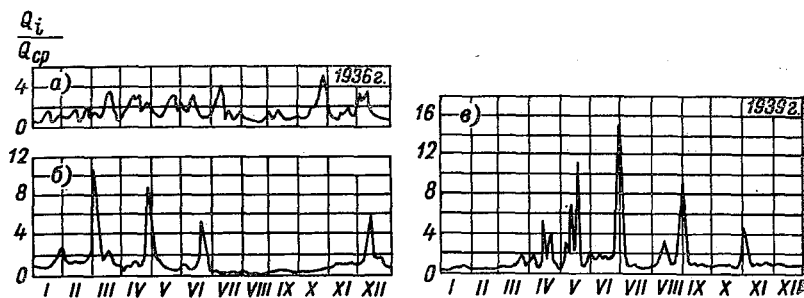


Рис. 88. Гидрографы рек с паводочным режимом.

а — р. Сочи у с. Пластунка, б — р. Салгир у г. Симферополя, в — р. Камбилеевка у с. Ольгинского.

черноморского склона Кавказского хребта, бассейны которых расположены на небольшой высоте в горах, притоки Днестра, стекающие с Карпат (рис. 88 а).

Реки крымского типа характеризуются паводками, проходящими преимущественно зимой и весной. Летом и осенью на них обычно устанавливается устойчивая межень и паводки наблюдаются редко (рис. 88 б). Этот тип водного режима распространен в горах Крыма, в Ленкорани, на западных окраинах Жмудских высот в Прибалтике. В этих районах проявляются черты средиземноморского гидрологического режима.

На реках северокавказского типа паводки проходят в теплое время года, а зимой наступает межень (рис. 88 в). Таковы реки предгорьев северного склона Главного Кавказского хребта (бассейн Терека).

Приведенная характеристика относится к рекам, бассейны которых расположены в более или менее однородных условиях. Чем сложнее речной бассейн, чем разнообразнее физико-географические условия этого бассейна, тем более сложный характер приобретает

режим таких рек. Например, основные черты режима, присущего верхнему течению Оби, Лены, Енисея, Дуная, значительно меняются по длине их, и в нижнем течении режим приобретает новые особенности.

Существуют и другие классификации рек. Принципиальное отличие классификации П. С. Кузина (1960 г.) от классификации Б. Д. Зайкова заключается в иной трактовке основных фаз водного режима — половодья и паводков. По мнению Кузина, половодье есть результат таяния снега на равнинах и таяния снега и льда в горах и возможно лишь на реках, бассейны которых расположены в холодном и умеренно холодном климатическом поясе. Время половодья — весна, лето. Паводки являются результатом выпадения дождей и возможны в любые сезоны года. Явление это может быть и кратковременным и длительным.¹ В связи с такой трактовкой половодья и паводков Кузин выделяет три следующих типа водного режима по преобладающим типам питания на территории СССР, которые, по его мнению, могут быть приняты в качестве основных и при разработке классификации водного режима рек земного шара:

I. Реки с половодьем	— снеговое питание
II. Реки с половодьем и паводками	— снеговое и дождевое
III. Реки с паводками	— дождевое

Выделение подтипов водного режима основано на времени прохождения половодий (весна, лето) и паводков (в течение всего года, в теплое и холодное время года).

Реки с паводками (тип III) свойственны теплому и жаркому климатическим поясам — зонам муссонного, субтропического, тропического и экваториального климата. Объединение рек этих зон с их многообразием водного режима в один тип вряд ли следует признать удачным.

§ 132. Уровненный режим рек

Колебания уровней воды в реках обуславливаются прежде всего изменением водности реки, т. е. изменением расходов воды. Следовательно, уровненный режим находится под влиянием тех же факторов, что и режим расходов, — особенностей источников питания и расходования запасов влаги в бассейне. Сходство режима уровней и расходов отчетливо проявляется при сравнении графиков колебаний уровней и расходов. Об этом же свидетельствуют кривые расходов, выражающие связь между расходами и уровнями.

На отдельных участках реки характер уровненного режима может претерпевать значительные изменения в зависимости от морфологии русла и поймы. Если русло широкое и неглубокое, изменения уровней при одних и тех же расходах будут небольшие по сравне-

¹ Такая трактовка понятий «половодье» и «паводки» не является общепринятой.

нию с их изменением на участках с глубоким и узким руслом. Наличие большой поймы вызывает уменьшение амплитуды уровней вследствие аккумуляции масс воды в ней. Так, например, амплитуда уровней р. Оки у Калуги, где пойма отсутствует, достигает почти 19 м, а у Рязани, где пойма широкая, амплитуда уровней снижается до 8 м.

На р. Лене в нижнем течении, примерно от впадения р. Алдан, вследствие сужения долины и возникающего подпора (во время половодья и паводка) годовая амплитуда уровней растет вниз по течению, достигая у с. Булун 24 м. Увеличению амплитуды способствует также снижение меженных уровней в результате более широкого меженного русла на данном участке.

Явление подпора наблюдается при впадении крупного притока. Если волна паводка или половодья на притоке проходит раньше, чем на главной реке, подпор создается на главной реке выше устья притока, что влечет за собой повышение уровней на ней. Если же волна половодья или паводка проходит на главной реке раньше, чем на притоке, то повысятся уровни на притоке. Подпор возникает и в результате хозяйственной деятельности человека: при образовании заломов во время лесосплава, при наличии плотин на реке.

При зарастании русла при одном и том же расходе уровни выше, чем в период, когда растительность в русле отсутствует. Размыв русла вызывает снижение уровней, а отложение наносов — повышение уровней при равных расходах.

В зимний период образование ледяного покрова нарушает обычное соответствие между расходами и уровнями, и уровни при ледоставе всегда выше, чем при тех же расходах в безледный период. Колебания уровней в предледоставный период характеризуются большим разнообразием. При общей тенденции к снижению уровней наблюдаются сравнительно резкие повышения или понижения их. Отчетливые кратковременные резкие понижения непосредственно перед ледоставом наблюдаются на реках, у которых замерзание начинается с верховьев или происходит одновременно на большом протяжении. Такого рода колебания объясняются расходом русловых вод на ледообразование, уменьшением интенсивности питания в связи с прекращением поверхностного стока и возникновением подпоров при образовании льда. Значительные подъемы уровней наблюдаются в осенне-зимний период при возникновении зажоров и заторов (см. § 152). При весенних заторах в период вскрытия уровни поднимаются в отдельных местах на несколько метров, что иногда приводит к наводнениям.

Сложный и своеобразный характер носит уровенный режим рек в их устьевых участках. Здесь колебания уровней, помимо изменения водности, связаны со сгонами и нагонами, а в реках, впадающих в приливные моря, — с приливами и отливами. Сгоны и нагоны наблюдаются в устьях многих рек, где они возникают под действием ветров, дующих с большой силой в одном направлении (устья рек Невы, Волги, Дона).

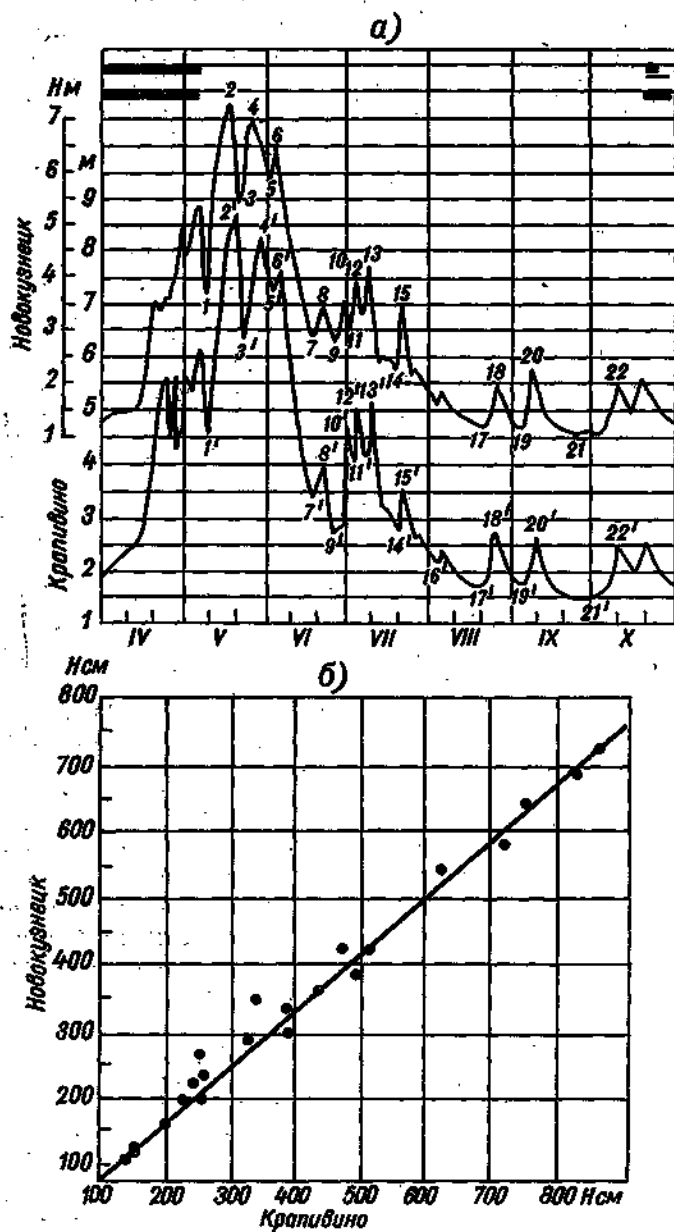


Рис. 89. График колебания ежедневных уровней воды
р. Томи у водпостов Новокузнецк и Крапивино (а) и
кривая соответственных уровней (б).

§ 133. Соответственные уровни

Если сравнить два графика колебаний уровней реки в двух пунктах, расположенных на бесприточном участке или с незначительной боковой приточностью, то нетрудно обнаружить большое сходство между этими графиками (рис. 89 а). Уровни воды в двух пунктах, относящиеся к одной и той же фазе водного режима реки, называются соответственными. Они отчетливо прослеживаются по отдельным максимумам и минимумам на графиках колебаний уровней верхнего и нижнего пунктов наблюдений, при этом максимумы и минимумы в нижнем пункте наблюдаются позже по сравнению с верхним. Время запаздывания в наступлении соответственных уровней в нижнем пункте по сравнению с верхним, определяемое по характерным точкам на графике уровней, равно времени добегающей водной массы потока от одного пункта до другого. Между соответственными уровнями всегда существует отчетливо выраженная зависимость, которую нетрудно изобразить графически (рис. 89 б). Эта кривая используется для краткосрочных прогнозов уровней на нижнем пункте по данным наблюдений на верхнем. Заблаговременность прогноза равна времени добегающей. Иногда строится серия таких кривых, охватывающая большие участки рек. Часть кривых учитывает влияние на соответственные уровни боковой приточности.

ГЛАВА 33. РЕЧНОЙ СТОК

§ 134. Основные характеристики стока

Для количественной оценки стока рек применяются следующие его характеристики.

Объем стока W м³ или км³ — количество воды, протекающее в русле реки через данный замыкающий створ за промежуток времени T суток,

$$W = 86\,400 \bar{Q} T \text{ [м}^3\text{]} = 8,64 \cdot 10^{-5} \bar{Q} T \text{ [км}^3\text{]}, \quad (130)$$

где $\bar{Q}$ — средний расход в м³/с за время T суток; 86 400 — число секунд в сутках.

Модуль стока M л/(с · км²) — количество воды, стекающей с единицы площади в единицу времени,

$$M = 10^3 \frac{Q}{F}, \quad (131)$$

где F — водосборная площадь в км².

Слой стока Y — слой воды в миллиметрах, равномерно распределенной по площади F и стекающей с водосбора за некоторый промежуток времени T суток,

$$Y = \frac{86,4 T Q}{F}. \quad (132)$$

Слой стока за год в миллиметрах:

$$Y=31,54M. \quad (133)$$

Коэффициент стока η — отношение величины слоя стока с данной площади за некоторый промежуток времени к величине слоя атмосферных осадков, выпадающих на эту площадь за тот же промежуток времени, т. е. $\eta = \frac{Y}{X}$, $0 \leq \eta \leq 1$.

Коэффициент стока — величина безразмерная.

§ 135. Формирование стока рек

Сток образуется в результате выпадения дождей или таяния снега и льда в горах. В обоих случаях часть воды, поступившей на поверхность земли, затрачивается прежде всего на заполнение отрицательных форм микрорельефа (углублений) и на впитывание в почву. Только после заполнения отдельных углублений и притом после того момента, как интенсивность дождя или таяния снега и льда станет превосходить интенсивность инфильтрации, возникает сток.

Вода стекает по поверхности земли обычно не сплошным слоем, а в виде отдельных тонких струй или ручейков, которые сливаются вместе, доходят до русел сначала временных водотоков, а потом образуют постоянные потоки, несущие свои воды в сформировавшемся русле. Сток, происходящий по поверхности земли, называется поверхностным или склоновым стоком. Сток, происходящий по русловой сети водосбора, называется русловым или речным стоком. Поверхностный сток не отождествляется с понятием поверхностные воды. К поверхностным водам относятся воды рек, озер, водохранилищ.

Во многих местах, как, например, в лесной зоне, поверхностный сток, как правило, невелик, а иногда и отсутствует вовсе. Большая часть дождевых и снеговых вод стекает иными путями. Просачиваясь через почву, эти воды пополняют запасы почвенных и грунтовых вод и попадают в речную сеть подземными путями в виде почвенно-грунтового стока из зоны аэрации и собственно грунтового из более глубоких водоносных горизонтов. В связи с этим выделяется почвенный (подповерхностный) сток и подземный (грунтовой) сток. Речной сток является суммарным поверхностным и подземным стоком.

Суммарный речной сток путем расчленения гидрографа делят на две составляющие: на поверхностный (паводочный) и подземный сток. Последний является наиболее устойчивым.

В различных ландшафтных зонах и внутри зон соотношения между поверхностным и подземным стоком неодинаковы, что создает специфические особенности режима речного стока и его распределения по территории.

Сток представляет собой сложный природный процесс, обусловленный влиянием комплекса физико-географических факторов и хозяйственной деятельности.

Основными факторами стока, определяющими его развитие, являются климатические. На общем фоне воздействия климата на формирование стока и его величину проявляется влияние других, неклиматических факторов. Влияние их тем заметнее, чем меньше размеры бассейна и чем короче период, за который рассматривается это влияние.

Климат воздействует на сток не только непосредственно, но и через другие природные факторы: почву, растительность, рельеф. Все эти факторы находятся в постоянном взаимодействии.

Действие различных природных факторов проявляется по-разному. Одни из них способствуют стеканию атмосферных осадков по земной поверхности, другие замедляют сток или вовсе исключают возможность его образования. Одним факторам, а также их взаимодействию между собой принадлежит главная роль в процессе формирования речного стока, другим — второстепенная (рис. 90).

Влияние физико-географических факторов сказывается и на величине годового стока и на его режиме.

Взаимосвязь между стоком и физико-географическими факторами раскрывается при изучении стока как элемента водного баланса. Для любого речного бассейна можно составить уравнение водного баланса. Для отдельного конкретного года это уравнение имеет вид

$$X=Y+Z+U, \quad (134)$$

где X — сумма атмосферных осадков; $Y=Y_{\text{п}}+Y_{\text{г}}$ — полный речной сток ($Y_{\text{п}}$ — поверхностный сток, $Y_{\text{г}}$ — грунтовой сток); Z — испарение; U — накопление или расходование влаги в бассейне.

Если в данном году сумма атмосферных осадков больше суммы величин стока и испарения, то происходит накопление влаги в бассейне и величина U входит в уравнение (134) со знаком плюс (+), в противном случае — со знаком минус (—). Предполагая, что за длительный период времени накопление и расходование влаги

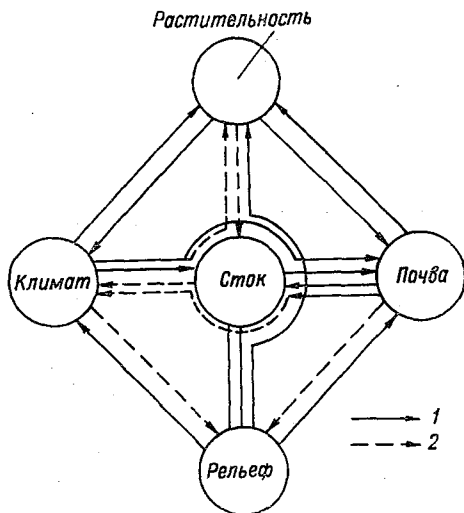


Рис. 90. Схема взаимосвязи речного стока с основными физико-географическими факторами (по М. И. Львовичу).

1 — важные воздействия, 2 — второстепенные воздействия.

взаимно компенсируется, нетрудно получить уравнение водного баланса для среднего года за многолетний период

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{Z}, \quad (135)$$

где $\bar{X}$, $\bar{Y}$, $\bar{Z}$ — средние многолетние величины осадков, стока и испарения. Это уравнение справедливо для случая, когда поверхностный и подземный водоразделы совпадают. При несовпадении водоразделов происходит или постоянное поступление вод из соседнего бассейна, или отдача их W . В этом случае уравнение водного баланса будет иметь вид

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{Z} + \bar{W}. \quad (136)$$

§ 136. Влияние климатических факторов на сток

Анализ уравнения водного баланса речных бассейнов за многолетний период $\bar{Y} = \bar{X} - \bar{Z}$ позволяет сделать вывод, что средний многолетний сток зависит прежде всего от климатических факторов, а затем уже от всех других природных факторов, оказывающих влияние главным образом на впитывание воды в почву и испарение. Расход воды на инфильтрацию зависит от свойств почвы, а испарение почвенной влаги — от соотношения тепла и влаги в речном бассейне. При большом содержании воды в почве испарение ограничивается количеством поступающего тепла, при малом оно зависит от наличия влаги в почве. В последнем случае тепловые ресурсы позволили бы испариться большему количеству воды, но из-за относительно малого ее содержания в почве испаряться нечему.

Испарение с поверхности речного бассейна складывается из испарения с почвы, включая транспирацию растений, с поверхности водоемов, находящихся на его территории, и с поверхности снежного покрова. Если испарение с водной поверхности и с поверхности снега определяется метеорологическими факторами, то суммарное испарение с поверхности суши, помимо метеорологических факторов, зависит от содержания воды в почве, их водно-физических свойств и характера растительного покрова.

Процесс транспирации растений зависит не только от соотношения тепла и влаги, но и от физиологических особенностей растений. Все это явилось причиной, почему обычно величина испарения с поверхности речных бассейнов определяется суммарно, хотя в последнее время стали появляться способы дифференцированной оценки испарения с различных угодий. Для этой цели служат результаты экспериментальных исследований на воднобалансовых станциях.

Впервые правильная и научно обоснованная оценка роли отдельных факторов в испарении с поверхности речных бассейнов была сделана Э. М. Ольдекопом в его работе «Испарение с поверхности речных бассейнов» (1911 г.). Ольдекоп исходил при этом из следующих положений. При малых количествах осадков они полностью испаряются. По мере увеличения количества осадков величина испарения возрастает. Но это увеличение испарения продол-

жается до некоторого предела, соответствующего определенному количеству осадков. При дальнейшем увеличении их добавочные порции осадков уже не вызывают увеличения испарения, а затрачиваются на сток, и величина испарения становится почти постоянной. Эту предельную величину испарения Ольдекоп назвал максимально возможным испарением.

Для расчета средней годовой величины испарения применяются методы М. И. Будыко и А. Р. Константинова. В основе метода Будыко лежит уравнение связи между тепловым и водным балансом территории. В общем виде это уравнение показывает зави-

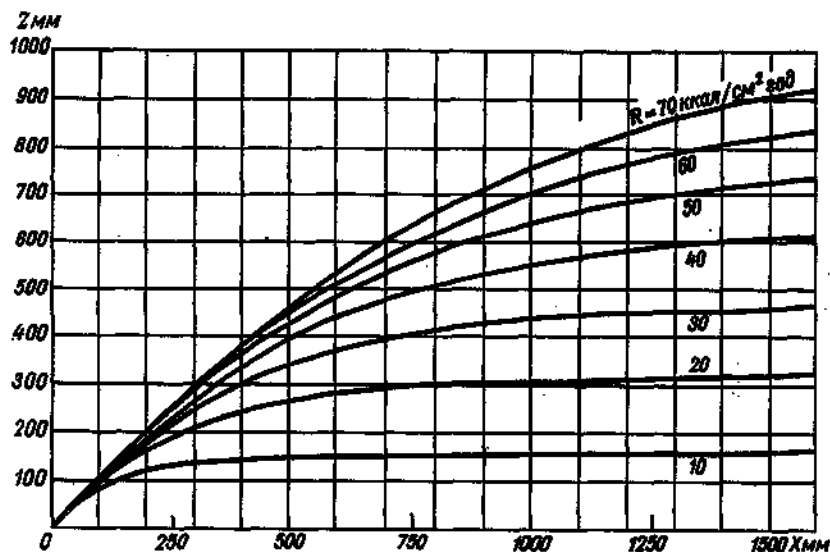


Рис. 91. Номограмма для вычисления средней многолетней величины испарения (по М. И. Будыко).

симость между коэффициентом испарения $\frac{Z}{X}$ и отношением радиационного баланса R к теплу LX , затрачиваемому на испарение осадков:

$$\frac{Z}{X} = f\left(\frac{R}{LX}\right), \quad (137)$$

где L — скрытая теплота испарения.

В аридных условиях при малых величинах осадков X все осадки испаряются: $\frac{Z}{X} \rightarrow 1$ и $\frac{R}{LX}$ велико. В гумидной зоне по мере увеличения осадков величина испарения растет, но при ограниченных запасах тепла не может превзойти максимально возможную: $Z_0 = \frac{R}{L}$.

Таким образом, $\frac{Z}{X}$ и $\frac{R}{LX}$ уменьшаются.

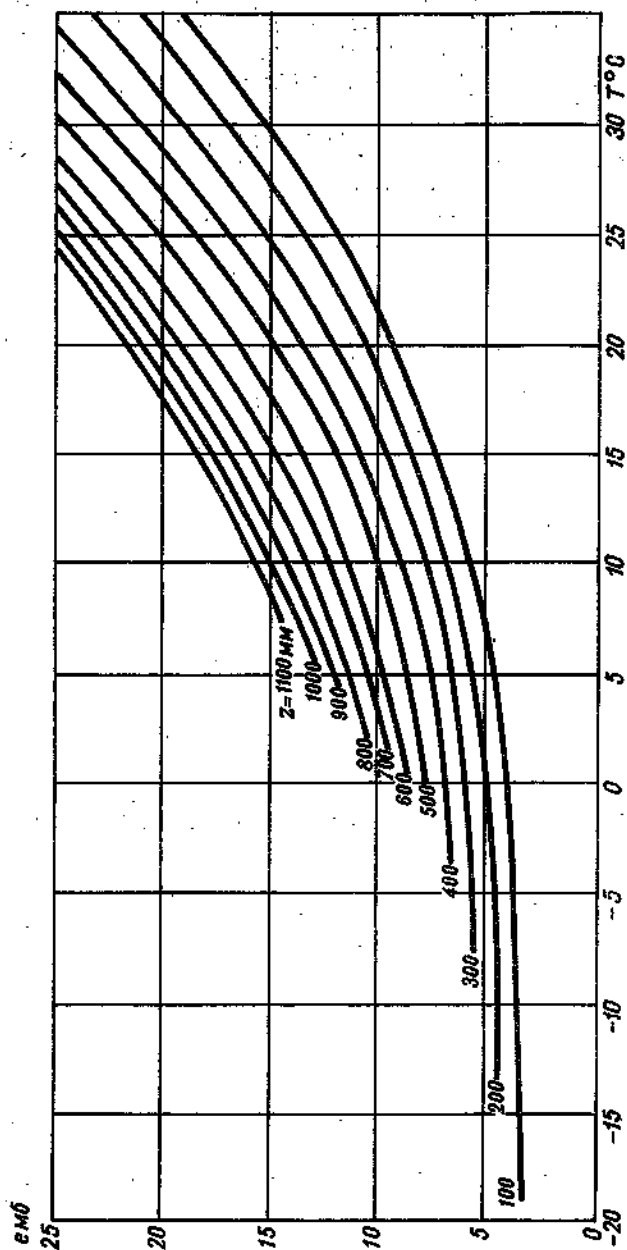
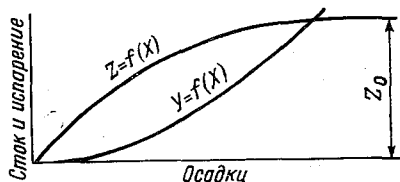


Рис. 92. Нограмма для расчета средней многолетней величины (по А. Р. Константинову).

Для удобства расчетов зависимость (137) представлена в виде номограммы (рис. 91), позволяющей по средней годовой сумме осадков и годовой величине радиационного баланса определить годовую величину испарения.

Метод Константинова основан на анализе процессов турбулентного обмена водяного пара в атмосфере, обуславливающих испарение. Для расчета испарения методом турбулентной диффузии необходимо иметь данные измерений градиентов температуры, влажности воздуха и скорости ветра в приземном слое. Константинов показал, что эти градиенты меняются с изменением температуры и влажности воздуха, измеряемых на высоте 2 м. Используя эту зависимость, Константинов составил номограмму (рис. 92), позволяющую определить норму годового испарения Z по средним годовым температуре T и влажности воздуха e , получаемым по наблюдениям на сети метеорологических станций.

Рис. 93. Кривые зависимости стока (Y) и испарения (Z) от осадков (X) при некотором значении максимально возможного испарения (Z_0).



Существуют и другие методы расчета испарения, излагаемые в специальных руководствах. До недавнего времени широко использовались методы П. С. Кузина и Б. В. Полякова.

При наличии осадков и стока величина суммарного испарения за многолетний период может быть определена из уравнения водного баланса $\bar{Z} = \bar{X} - \bar{Y}$. Это наиболее простой и вместе с тем наиболее точный метод. Подобные расчеты суммарного испарения позволили построить карты испарения и дали обширный материал для разработки методов определения величины испарения с поверхности суши по метеорологическим данным, упоминаемым выше. Значение этих методов заключается в том, что они позволяют определить величину испарения с поверхности любого речного бассейна.

Особенности влияния осадков на величину среднего многолетнего стока нетрудно выяснить при помощи уравнения водного баланса, если в нем заменить величину испарения его значением, определяемым по формуле Будыко. В таком случае это уравнение принимает вид

$$Y = X - f(X, Z_0),$$

где $f(X, Z_0)$ — функция, выражающая зависимость испарения от осадков и максимально возможного испарения.

На рис. 93 изображены зависимости испарения и стока от осадков в соответствии с этой формулой при некотором определенном значении Z_0 . Для отдельных интервалов значений X на кривой, изображающей зависимость стока от осадков, эта зависимость может

быть выражена с известным приближением линейным уравнением вида $y = ax + b$. Для нижней части кривой, т. е. при малых количествах осадков, когда большая часть их затрачивается на испарение, коэффициент a мал. По мере увеличения количества осадков все большая часть их идет на формирование стока, поэтому коэффициент a возрастает и постепенно приближается к единице. Эти теоретические кривые впервые были даны Э. М. Ольдекопом.

Различия в зависимости годового стока от осадков позволили Ольдекопу установить два крайних типа речных бассейнов. К одному типу относятся те из них, для которых указанная зависимость укладывается в нижней части кривой, изображенной на рис. 93. Эти бассейны располагаются в зоне недостаточного увлажнения. Для рек этой категории зависимость стока от осадков выражена менее отчетливо, чем зависимость испарения от осадков. К рекам второй категории, по Ольдекопу, относятся реки, бассейны которых расположены в зоне устойчивого избыточного увлажнения. Для этих рек зависимость стока от осадков выражена более отчетливо, чем зависимость испарения от осадков; величина испарения определяется здесь преимущественно тепловым режимом. Очевидно, бассейны рек, расположенные в зоне неустойчивого увлажнения, занимают промежуточное положение. Данные фактических наблюдений хорошо подтверждают справедливость сказанного.

До тех пор, пока было очень мало данных о речном стоке, для его определения производились расчеты испарения по различным эмпирическим формулам или номограммам. На основании формулы (135), располагая данными об осадках, оценивался речной сток. В настоящее время в СССР и во многих других странах появились достаточно данных непосредственных измерений стока, поэтому отпала необходимость его определения по испарению и осадкам. Следует еще учитывать, что даже наиболее надежные расчетные методы испарения не исключают существенных погрешностей при расчете стока по разности $X - Z$.

Влияние климатических факторов прослеживается и на изменении относительной величины стока, выраженной в виде коэффициента стока $\eta = \frac{\bar{Y}}{X}$, где $\bar{Y}$ — средний многолетний сток в миллиметрах, X — средняя многолетняя сумма осадков за год, выпадающих в пределах данного бассейна. Заменяя в этой формуле величину $\bar{Y}$ равной ей величиной $X - Z$, получим

$$\eta = \frac{X - Z}{X} = 1 - \frac{Z}{X}. \quad (138)$$

Из этой формулы следует, что коэффициент стока зависит от годовой суммы осадков и тех факторов, которые определяют величину испарения Z . Выше уже отмечалось, что величина Z растет медленнее, чем годовая сумма осадков, и что начиная с некоторой величины X величина Z становится почти постоянной. Отсюда следует,

что с увеличением X дробь $\frac{Z}{X}$ уменьшается, а следовательно, коэффициент стока растет. Справедливость этого положения хорошо подтверждается фактическими данными. В зоне избыточного увлажнения, в северных районах, коэффициент стока достигает 0,80, в то время как в степных и полупустынных районах он падает ниже 0,1. Зависимость стока и его коэффициента от климатических факторов была положена в основу разработки расчетных формул коэффициента стока, широко применявшихся ранее для определения стока при отсутствии гидрометрических наблюдений на реках.

§ 137. Влияние почвы на сток

Влияние почвенного покрова на сток и его подземную и поверхностную составляющие осуществляется через процессы инфильтрации и испарения. В зависимости от сочетания тех или иных водно-физических свойств почв при данных особенностях климата увеличивается или уменьшается то количество влаги, которое задерживается в верхнем слое почв и почво-грунтов зоны аэрации и, следовательно, может быть израсходовано в дальнейшем на испарение и транспирацию растениями. С другой стороны, этими же условиями определяется и то количество влаги, которое выходит за пределы активного слоя почв и расходуется на пополнение запасов грунтовых вод, участвуя в дальнейшем в питании рек этими водами.

Воздействие почвенного покрова на сток и другие элементы водного баланса раскрыто в предложенных М. И. Львовичем теоретических схемах. Представленные на рис. 94 теоретические кривые характеризуют изменчивость элементов водного баланса в зависимости от инфильтрационной и водоудерживающей способности почв. Рассматриваются два случая совокупного воздействия этих свойств.

В первом случае инфильтрационная и водоудерживающая способности усиливаются параллельно. По мере усиления этих свойств непрерывно увеличивается расход на испарение и транспирацию. Поверхностный сток уменьшается, а расход на пополнение запасов грунтовых вод увеличивается, хотя и незначительно. Это происходит до некоторых оптимальных величин впитывания влаги в почву и удержания ею воды. При этих сочетаниях поверхностный сток достигает минимума, а подземный — максимума. По мере дальнейшего усиления инфильтрационной и водоудерживающей способности создаются условия, при которых атмосферная влага, интенсивно впитываясь в почву, удерживается в ней и в основном расходуется на испарение. Полный речной сток уменьшается (рис. 94 а).

Во втором случае при слабой инфильтрационной и относительно высокой водоудерживающей способности вся атмосферная вода стекает по поверхности почвы. При малом содержании воды в почве испарение мало (нечему испаряться) и нет пополнения запасов подземных вод. При относительно высокой инфильтрационной и слабой водоудерживающей способности в пределе вся вода,

поступающая на поверхность, просачивается вглубь и расходуется на питание подземных вод. В этих условиях отсутствует поверхностный сток и испарение мало. При некоторых средних значениях рассматриваемых свойств почв и удержания воды в почве в пределах распространения корневой системы растений суммарное испарение велико. Изменения полного речного стока обратны изменению испарения (рис. 94 б). При слабом впитывании воды в почву речной сток формируется за счет поверхностного стока, при малой аккумуляции воды в почве и высокой инфильтрации — за счет питания подземными водами.

Рассмотренные схемы характеризуют влияние почвенного покрова на сток и другие элементы водного баланса в чистом виде,

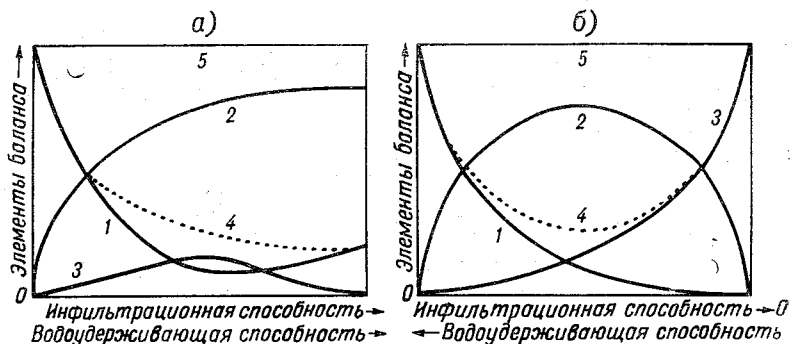


Рис. 94. Принципиальные схемы зависимости поверхностного стока (1), испарения (2), питания рек подземными водами (3) и полного речного стока (4) от инфильтрационной и водоудерживающей способности почвенного покрова при совместном их действии и осадках (5) (по М. И. Львовичу).

а — прямое соотношение инфильтрационной и водоудерживающей способности, б — обратное соотношение.

вне воздействия других факторов, при постоянстве атмосферных осадков.

Как известно, водно-физические свойства почвы меняются с изменением ее влажности, а так как влажность почвы испытывает сезонные колебания, то и соотношения элементов водного баланса не остаются постоянными, меняется и структура речного стока. Изложенные общие закономерности имеют принципиальное значение и характеризуют тенденцию изменения речного стока под влиянием основных свойств почвенного покрова. Примеры количественного воздействия почвенного покрова на режим речного стока не единичны.

§ 138. Влияние геологического строения речного бассейна на сток

Геологическое строение речного бассейна определяет условия накопления и расходования подземных вод, питающих реки. В связи с этим литологический состав горных пород, характер их залегания

и глубина водоупоров являются существенными факторами формирования стока, влияющими на его величину и распределение во времени. Наиболее отчетливо это влияние проявляется при наличии мощных горизонтов хорошо водопроницаемых рыхлых или трещиноватых пород, воды которых дренируются речными долинами. Влияние это усиливается при хорошей инфильтрационной способности почв и грунтов зоны аэрации. В этих условиях горные породы являются аккумуляторами влаги, обуславливающими равномерное питание рек. Речной сток оказывается зарегулированным, и его величина может быть больше по сравнению с величиной стока бассейна реки, сложенного слабо водопроницаемыми породами.

Велико влияние на сток закарстованных горных пород, слагающих речные бассейны. Интенсивность этого влияния зависит также от типа и возраста карста. В карстовых районах, особенно там, где закарстованные породы не покрыты четвертичными отложениями, поверхностный сток обычно отсутствует, атмосферные осадки поглощаются воронками, полями, просачиваются по трещинам и пополняют запасы подземных вод. Пути подземного стока весьма разнообразны, и не всегда область питания и распространения подземных вод совпадает с областью дренирования их реками. Это характерно для областей распространения карста.

Так, в центральной части Силурийского закарстованного плато реки отсутствуют, так же как и в области Крымской Яйлы, весьма обильно орошаемой осадками. Реки, берущие начало в периферийной части Силурийского плато, отличаются повышенным стоком. Область максимального стока Яйлы располагается в зоне обильных выходов грунтовых вод на высоте расположения глинистых сланцев, подстилающих карстующиеся известняки. При несовпадении поверхностного и подземного водоразделов под влиянием различного характера водообмена влияние карста на речной сток может быть положительным (сток увеличивается) и отрицательным (сток уменьшается) по сравнению с зональным стоком (табл. 23).

Отчетливое влияние карста проявляется на величине стока и режиме рек с малыми площадями водосборов. Примеры влияния карста на речной сток многочисленны. Они приводятся как в советской (П. В. Молитвин, Л. А. Владимиров, В. А. Балков, О. Л. Маркова и др.), так и в зарубежной литературе.

Отклонение речного стока от его зональной величины возможно также в случаях, когда речной бассейн занимает то или иное положение по отношению к области питания или разгрузки подземных вод артезианских бассейнов.

В области питания артезианских вод характерны безвозвратные потери речного стока на просачивание в глубокие артезианские водоносные горизонты. В области разгрузки артезианских вод реки получают дополнительное питание. На это явление обращает внимание Б. И. Куделин. Так, согласно его исследованию, потери речного стока на водосборах рек Днестровско-Донецкой впадины (бассейн верхней части Сейма и его притоков), расположенных в области питания артезианского бассейна, достигают в среднем за год

Влияние карста на сток рек

Река	Площадь бассейна <i>F</i> км ²	Закарстованная часть в % [от <i>F</i>]	Средние годовые величины, мм			Разность между фактическим и зональным стоком, мм
			осадки	сток фактический	сток зональный	
Реки Италии (по М. И. Львовичу)						
Летимбро	33	15	1360	744	700	+44
Сансобия	41	100	1376	950	700	+250
Нера	4020	85	1027	714	450	+264
Анио	1115	76	1215	845	530	+315
Реки бассейна Сосьвы (Урал) (по П. В. Молитвину)						
Сарайная	48,2	22	479	38	196	—158
Кедровый руч.	22,4	31	445	97	187	—90
Студеный руч.	4,95	100	445	340	187	+153

от 1 до 2 л/(с·км²). Аналогичное явление прослеживается в области питания Азово-Кубанского артезианского бассейна.

С геологическими факторами стока тесно связано воздействие на величину стока глубины эрозионного вреза. По мере углубления эрозионного вреза увеличивается вероятность прорезания руслом водоносных горизонтов и увеличения питания рек подземными водами.

Глубина эрозионного вреза обычно возрастает с увеличением площади водосбора. В связи с этим при одинаковых климатических условиях величина годового стока за счет слабого питания подземными водами оказывается меньше на малых и временных реках, чем на средних реках, полностью для данных условий эрозионного вреза дренирующих подземные воды. Различия стока малых и средних рек в соответствии с зональным распределением глубин залегания грунтовых вод уменьшаются в районах с влажным климатом и увеличиваются в засушливых районах. При сравнении средних величин годового стока с размерами площади речного бассейна подразумевается именно эта закономерность: площадь в данном случае является показателем глубины эрозионного вреза, полноты дренажа подземных вод реками, а не генетическим фактором.

§ 139. Влияние растительности на речной сток

Непосредственное влияние растительности на сток сравнительно невелико. Оно заключается в увеличении шероховатости земной поверхности, вследствие чего замедляется стекание воды по поверхности земли и увеличивается возможность инфильтрации влаги в почву. В значительно большей мере проявляется влияние растительности, в особенности леса, на отдельные элементы водного баланса бассейнов: просачивание, испарение, отчасти осадки.

Теоретические исследования и экспериментальные наблюдения за элементами водного баланса на опытных водосборах, логах, облесенных и открытых, как в нашей стране, так и за рубежом позволили ученым сделать следующие выводы относительно различия в структуре водного баланса поля и леса.

1. Осадков в лесу может выпадать больше, чем на открытой территории. Это различие связано с изменением циркуляции воздуха над лесом и улучшением благодаря этому условий конденсации атмосферной влаги. Высота снега в лесу увеличивается за счет переноса его с полей на опушки леса, особенно заметного в лесостепной и степной зонах.

2. Не все осадки достигают поверхности почвы. Часть их задерживается кроной деревьев (в хвойном лесу больше, в лиственном меньше) и испаряется.

3. Суммарное испарение в лесу может быть и больше и меньше, чем в поле. Это зависит от хозяйственного освоения территории, типа леса, продуктивности лесных и полевых угодий. Так, в сосновых лесах расход влаги на испарение меньше, чем в еловых и березовых, а на высокопродуктивной пашне больше, чем в малопродуктивном лесу.

При оценке расхода воды лесом и полем нужно иметь в виду зависимость расходной части водного баланса от приходной. Эта зависимость хорошо выражена в районах недостаточного увлажнения, где максимально возможное испарение превосходит осадки. В таких условиях расход воды лесом или полем зависит не столько от потребностей их в воде, сколько от наличия воды, а в лесу ее обычно больше, чем в поле.

4. В лесу, как правило, водопроницаемость почвы выше, чем в поле. Этому способствует не только мощная корневая система деревьев и подлеска, но и лесная подстилка. Значительная роль принадлежит также рыхлым, частью оструктуренным, богатым гумусом верхним слоям почвы в лесах. Лесная подстилка обладает большой влагоемкостью и предохраняет почвенные поры от заиливания. Водопроницаемость лесных почв велика, но неодинакова. В естественных условиях просачивание воды в почву зависит от типа леса, возраста древостоя и степени изреживания. Дубовые, сосновые, ясеневые насаждения, обладая глубокой и разветвленной корневой системой, повышают водопроницаемость почвы по сравнению с почвой в еловых насаждениях.

5. Поверхностный сток как снеговых, так и дождевых вод в лесу крайне мал. Это является следствием хорошей инфильтрационной способности лесных почв. Просачиванию воды в почву весной способствуют к тому же относительно меньшие интенсивность снеготаяния весной¹ и глубина промерзания почвы зимой по сравнению с полем. Нередко дожди, вызывающие хорошо выраженные паводки в речных бассейнах, лишенных леса, в лесу не образуют паводочного стока. Практически отсутствует весенний поверхностный сток

¹ На площади, частично занятой лесом и полем.

в сосновых лесах, произрастающих на песчаных почвах. Он наблюдается в хвойных на супесчаных почвах и несколько возрастает в смешанных и лиственных насаждениях на суглинистых подзолистых почвах. Примером влияния облесенности водосборов на снижение поверхностного стока могут служить наблюдения гидрометеорологической обсерватории в Каменной степи (табл. 24).

Таблица 24

Основные элементы водного баланса различно облесенных балок
в период весеннего половодья
Каменная Степь, средние за 1950—1960 гг.

Водосбор	Облесенность, %	Снегозапасы и осадки, мм	Поверхност- ный сток, мм	Коэффициент стока
Балка Селекцентровская	18,8	99	7,4	0,075
Балка Безымянная . .	8,0	113	37	0,32
Балка Малые Озерки . .	2,0	75	31	0,41

6. В лесу питание грунтовых вод более обильное, чем в поле. При дренировании подземных вод речной сетью это приводит к увеличению грунтового стока в реки и формированию устойчивой межени. В этом большое водоохранное и регулирующее значение леса.

7. Рубки леса, выпас скота нарушают лесную подстилку, ухудшают инфильтрационную способность почв и видоизменяют водный баланс. Степень этого влияния разная. После механизированных рубок с применением трелевочных тракторов водоохранное значение лесов даже после возобновления древостоев надолго ослабляется вследствие ухудшения водорегулирующей способности лесных почв.

Вопрос о влиянии леса на сток оставался в течение долгого времени дискуссионным. В настоящее время можно считать установленным, что влияние лесов на водность (модули стока) зависит от ряда причин и не может решаться одинаково при различных природных условиях и хозяйственной деятельности человека. Прежде всего следует иметь в виду, что распространение лесов и сток в естественных условиях находятся в тесной зависимости от климата. При одинаковых климатических условиях и одинаковой лесистости это влияние зависит от геоморфологических условий, с которыми тесно связаны процессы стекания воды по поверхности земли, положения зеркала грунтовых вод, физических и водных свойств почвы, состава и полноты насаждений, способов рубки лесов и характера и продуктивности поля, с которым сравнивается сток облесенных территорий.

Блага, просачивающаяся в почву в лесных бассейнах, попадает в речную сеть почти исключительно подземным путем. На малых реках обычно вследствие незначительной глубины эрозионного вреза русел значительная часть воды уходит за пределы бассейнов и тем самым переходит в категорию безвозвратных для этих бассейнов потерь. При одинаковых размерах водосборов малых речных бассейнов, одинаковых климатических и гидрогеологических условиях величина безвозвратных потерь на инфильтрацию возрастает с увеличением лесистости, а следовательно, происходит и уменьшение

стока. Так, например, по данным Валдайской гидрологической лаборатории (лесная зона), сток в безлесном бассейне Приусадебного лога (площадь водосбора $0,36 \text{ км}^2$) в среднем годовом равен 255 мм. в бассейне же лога Таежного ($0,45 \text{ км}^2$) при лесистости 98% сток снижается до 192 мм. На Придеснянской станции при лесистости 90% сток составляет 50 мм, при лесистости 33% — 92 мм. По мере увеличения площадей водосборов вследствие увеличения глубины эрозионного вреза речных русел все бо́льшая часть просачивающихся вод возвращается в речную сеть данного бассейна в связи с усилением ее дренирующей роли. В соответствии с этим различия в стоке безлесных и лесистых бассейнов постепенно сглаживаются.

Как уже отмечалось выше, в крупных речных бассейнах влияние неклиматических факторов, в том числе и леса, становится менее явным и выявить это влияние в «чистом» виде труднее вследствие совместного компенсирующего действия других факторов. Следует, кроме того, отметить, что по мере увеличения речных бассейнов различия в лесистости крупных речных бассейнов обуславливаются и климатическими причинами, т. е. теми же, что и различия в стоке.

§ 140. Влияние рельефа на речной сток

Непосредственное влияние уклонов местности на речной сток сравнительно невелико, вследствие того что роль инфильтрационной способности почв перекрывает зависящее от этого фактора увеличение или уменьшение скорости стекания вод по земной поверхности. Большое влияние рельеф оказывает на отдельные элементы водного баланса речных бассейнов: осадки, инфильтрацию влаги в почвогрунты и испарение. Это влияние рельефа проявляется различно в зависимости от крупности его форм. Особенно значительно оно в горах, где с высотой местности увеличивается годовая сумма осадков, снижается температура воздуха, следствием чего является уменьшение испарения и соответственно увеличение стока. С высотой, как правило, увеличивается доля твердых осадков, что приводит к увеличению коэффициента стока, а следовательно, и величины стока, а также к существенному изменению водного режима, наиболее выраженному на высокогорных реках с ледниковым питанием.

Таким образом, вертикальная поясность климатических факторов стока вызывает вертикальную поясность величин стока. Это обстоятельство позволило ряду гидрологов в Советском Союзе и за рубежом установить эмпирические зависимости величин годового стока от средней высоты водосборов. Так как изменение количества осадков с высотой носит локальный характер (влияет ориентировка горных склонов, степень защищенности, экранизации района от влагоносных масс воздуха), а изменение стока обуславливается геологическими и почвенными условиями, резко меняющимися в горах, то и зависимости стока от высоты водосборов являются порайонными. Такие зависимости используются для пространственной интерполяции величин речного стока, что позволяет составлять

карты стока и для сложных горных условий при ограниченности исходных данных.

В горах происходит перераспределение твердых осадков в речном бассейне. В горных котловинах, глубоких ущельях, у подножия горных склонов в результате схода снежных лавин и ветровой миграции скапливаются большие массы снега, талые воды которых служат источником питания горных рек в летний период.

В равнинных, особенно степных, районах ветер сносит снег с открытых склонов в балки, овраги, речные долины. Подобная аккумуляция снега в гидрографической сети приводит к увеличению поверхностного стока снеговых вод. При наличии бессточных понижений на водосборах снеговые и дождевые воды аккумулируются в них и расходуются в дальнейшем на инфильтрацию и испарение, оказывая таким образом косвенное влияние на сток и его распределение в году.

§ 141. Влияние озерности на годовой сток рек

С изменением озерности изменяются соотношения между площадями, покрытыми водой и занятыми сушей. Испарение же с водной поверхности и с поверхности суши неодинаково, что влечет за собой различия в величине испарения с поверхности речных бассейнов с различной озерностью. Если площадь водосбора какой-либо реки равна F км², а озерность $K_{оз}$, то площадь, занятая водой, составляет $K_{оз}F$ км², а площадь суши $(1 - K_{оз})F$ км². При испарении слоя воды за год с водной поверхности $Z_в$, с поверхности суши $Z_с$ объем испарившейся воды составит:

с водной поверхности

$$W_в = Z_в K_{оз} F,$$

с суши

$$W_с = Z_с (1 - K_{оз}) F.$$

Суммарный объем испарения

$$W = W_в + W_с = Z_в K_{оз} F + Z_с (1 - K_{оз}) F,$$

или

$$Z = Z_с + K_{оз} (Z_в - Z_с),$$

т. е. испарение с бассейна с озерностью $K_{оз}$ больше испарения с безозерного бассейна на величину $K_{оз}(Z_в - Z_с)$, а следовательно, сток с бассейна с озерностью $K_{оз}$ на эту же величину меньше, чем с безозерного бассейна, так как увеличение испарения при постоянстве осадков вызывает уменьшение стока.

Испарение с водной поверхности и с поверхности суши изменяется неодинаково в различных физико-географических условиях, а следовательно, и влияние озерности на величину годового стока неодинаково в различных районах. По данным А. С. Соколова, в лесной зоне при озерности, меньшей 10%, уменьшение годового

стока относительно невелико (менее 10%). При озерности 30—50% и более уменьшение стока в лесной зоне становится довольно значительным и может достигать 50% и более. К югу влияние озерности на уменьшение годового стока быстро увеличивается.

§ 142. Влияние хозяйственной деятельности на сток

Хотя эта тема заслуживает специального изложения, ограничимся здесь лишь общими замечаниями. В современных условиях широкого использования водных ресурсов и проведения агрономических, агролесомелиоративных и гидромелиоративных мероприятий на обширных территориях страны хозяйственная деятельность человека воздействует как непосредственно на сток, так и на условия его формирования. Создание водохранилищ (иначе говоря, увеличение озерности) вызывает увеличение потерь воды на испарение, а следовательно, и некоторое уменьшение стока, в особенности в засушливых районах. Но эта неизбежная издержка с избытком перекрывается пользой от водохранилищ, позволяющих уменьшать сток в периоды паводков и увеличивать в периоды межени. Огромный размах строительства водохранилищ в Советском Союзе позволил увеличить ресурсы устойчивого речного стока страны почти на 25%. Это большое достижение народного хозяйства.

Искусственное орошение в зоне недостаточного увлажнения требует водозабора из рек, создает совершенно новые условия водного режима почв, вызывает увеличение расхода воды на испарение и транспирацию и тем самым уменьшает величину стока рек. В ряде районов Средней Азии и Кавказа воды некоторых рек целиком разбираются на орошение и в настоящее время не достигают рек, в которые они некогда впадали. Таковы, например, Зеравшан, прежде впадавший в Амударью, Сох, Исфайрамсай — притоки Сырдарьи и др. Водозабор на орошение из такой большой реки, как Сырдарья, достигает 40%.

Распашка территории, полевые лесонасаждения, мероприятия, проводимые по повышению плодородия почв, вносят изменения в структуру водного баланса и тем самым влияют на сток, главным образом в результате изменений водно-физических свойств почв. При социалистическом ведении сельского и лесного хозяйства эти изменения в нашей стране носят направленный характер. Многие мероприятия, преследующие цель повышения биологической продуктивности полей, состоят в регулировании почвенной влаги: увеличении влаги в почве путем задержания поверхностного стока или орошении в засушливых районах и ослаблении переувлажнения в районах избыточного увлажнения путем осушения.

Влияние земледелия на местный водный баланс территории и сток лучше изучено в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения.

Широко применяемые в сельском хозяйстве осенняя пахота, глубокая тракторная вспашка, безотвальная пахота, снегозадержание, создание полезащитных лесных полос и т. д. направлены на

повышение влажности почв на пашне и в конечном итоге на повышение урожайности.

Наиболее существенное влияние на преобразование водного баланса пахотных угодий в зоне недостаточного и неустойчивого увлажнения оказывает зяблевая вспашка. Почва, вспаханная осенью, остается разрыхленной до весеннего снеготаяния и обладает способностью задерживать значительно большее количество талой воды за счет снижения поверхностного склонового стока по сравнению с почвой, вспаханной весной. Обобщенные Львовичем результаты экспериментальных исследований в разных природных зонах показывают, что под влиянием зяблевой пахоты поверхностный склоновый сток уменьшается: на юге лесной зоны СССР в 1,3—1,5 раза, в лесостепной в 1,5—2,5 раза, в степной зоне в 2,5—5 раз.

Лесные полосы предохраняют поля от сдувания с них снега, аккумулируют влагу, перехватывая склоновый паводочный сток. Этот гидрологический эффект может быть различным в зависимости от расположения лесных полос на склоне (поперек или вдоль него) и в зависимости от структуры и типа почв. При легких почвах лесные полосы аккумулируют больше воды по сравнению с тяжелыми.

До организации колхозного механизированного земледелия зяблевая пахота почти не применялась, поэтому во время весеннего снеготаяния почва была уплотненной, а ее инфильтрационная способность была более слабой. В этих условиях потери воды на сток с пашни были значительными, что способствовало увеличению поверхностного склонового стока и усилению эрозионных процессов.

Отрицательное действие на водный режим почв оказывает, например, нерегулируемый выпас скота. При длительном использовании земель под выпас скота происходит смена видового состава луговой растительности, снижается ее продуктивность, разрежается дернина, почвенный покров уплотняется. В результате, так же как при отсутствии зяблевой пахоты, инфильтрация в почву ухудшается и создаются условия для увеличения поверхностного стока. По сравнению с целиной валовое увлажнение степных участков, используемых под выпас скота, меньше, а поверхностный сток с них больше.

В зоне избыточного увлажнения земледелие, очевидно, является менее действующим фактором формирования водного баланса территории по сравнению с мелиоративными мероприятиями: лесомелиорацией и эксплуатацией леса, использованием болотных массивов и заболоченных земель и их осушением. Гидрологическая роль всех этих мер усиливается при повышении урожаев и продуктивности лесов на осушенных землях. Изучение влияния этих мероприятий на водный режим территорий и рек является одной из современных проблем гидрологии.

§ 143. Понятие о норме стока

Сток рек меняется из года в год. В этих колебаниях нет строгой закономерности. Вместе с тем величина годового стока колеблется около некоторой средней величины, причем амплитуда таких коле-

баний неодинакова в различных физико-географических районах. Ряд величин годового стока можно рассматривать как ряд «случайных» величин. В математической статистике ряд, образованный случайными величинами, называется вариационным рядом.

Одной из основных характеристик вариационного ряда является норма — средняя арифметическая величина ($\bar{Y}$), вычисляемая по формуле

$$\bar{Y} = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n}, \quad (139)$$

где $\sum_{i=1}^n Y_i$ — сумма членов вариационного ряда; n — число его членов.

Предполагается, что норма стока представляет собой устойчивую величину, т. е. средняя арифметическая величина, вычисленная

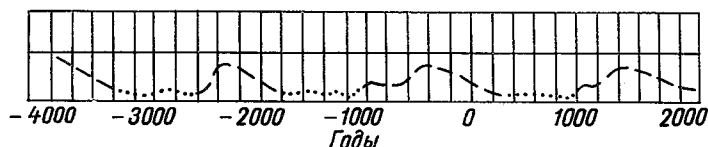


Рис. 95. Колебания увлажненности Евразии и Северной Америки (по А. В. Шнитникову).

за достаточно длительный период, остается постоянной независимо от прибавления новых членов к вариационному ряду. Понятие об устойчивости нормы стока является не совсем верным. Климатические факторы на больших пространствах не остаются неизменными в течение длительных периодов, не только доисторических, но и исторических. Имеется ряд свидетельств изменений климата, которые, естественно, вызывают изменения величин стока. На рис. 95 показаны колебания увлажненности Евразии и Северной Америки, полученные А. В. Шнитниковым по геологическим и историческим данным за длительный период времени. Эти колебания носят циклический характер с длительностью циклов около 1800 лет; влажные циклы сменяются засушливыми и на смену последним вновь приходят влажные. Помимо циклических колебаний стока, вызванных циклическими же колебаниями климатических факторов, изменения стока вызываются хозяйственной деятельностью человека. Эти изменения носят обычно односторонне направленный характер. Учитывая циклические колебания стока, принято считать нормой годового стока среднюю арифметическую его величину, вычисленную за длительный период, включающий не менее двух полных циклов колебаний стока. Цикл состоит из двух фаз водности — многоводной и маловодной.

Для установления периода вычисления нормы стока в практике гидрологических расчетов используется так называемая разностная интегральная кривая, дающая наглядное представление о циклах колебаний стока в пределах периода гидрометрических наблюдений (рис. 96). Такую кривую удобно строить в относительных отклонениях — в модульных коэффициентах $K_i = \frac{M_i}{M_{\text{ср}}}$ (где M_i — модуль стока i -того года, $M_{\text{ср}}$ — средний модуль за весь период наблюдений). Кривая $\sum_1^t (K_i - 1) = \varphi(t)$ дает представление о нарастающей сумме отклонений годовых модульных коэффициентов K_i от среднего многолетнего значения $K_{\text{ср}} = 1$. Период времени,

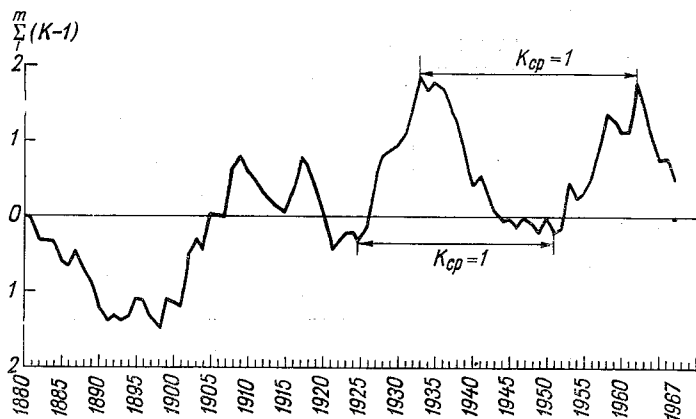


Рис. 96. Разностная интегральная кривая модульных коэффициентов годового стока р. Западной Двины у г. Витебска.

для которого участок кривой наклонен вверх относительно горизонтальной линии (тангенс угла наклона прямой, соединяющей начало и конец отрезка кривой, больше единицы), соответствует многоводной фазе, а период, для которого участок кривой наклонен вниз (тангенс угла наклона меньше единицы), соответствует маловодной фазе. Средний модульный коэффициент для любого отрезка времени может быть вычислен по формуле

$$K_{\text{ср}} = 1 + \frac{l_{\text{к}} - l_{\text{н}}}{n},$$

где $l_{\text{к}}$ и $l_{\text{н}}$ — конечная и начальная ординаты интегральной кривой для рассматриваемого периода; n — число лет в этом периоде.

Очевидно, что $K_{\text{ср}}$ за период, включающий одинаковое число маловодных и многоводных фаз (полных циклов), должно быть равно или близко к единице. За этот период и может быть рассчитана норма стока. Так, для определения нормы стока р. Западной Двины

у г. Витебска может быть принят 28-летний период, с 1924 по 1952 г., и 29-летний период, с 1933 по 1962 г. (см. рис. 96).

§ 144. Карта стока

Для характеристики распределения стока на любой территории строятся карты стока, выраженного в слое стока или в модулях стока. Для построения карты норм годового стока предварительно по данным фактических наблюдений вычисляются нормы стока для отдельных речных бассейнов и их частей. Полученные данные относятся к центрам тяжести речных водосборов. По нанесенным на карту величинам норм стока проводятся плавные линии, соединяющие точки с одинаковыми величинами норм стока, — изолинии стока. При проведении изолиний принимается во внимание распределение по территории основных факторов стока: атмосферных осадков, рельефа, почв, геологического строения, в горах — особенность высотной поясности.

Впервые в нашей стране карта стока была построена Д. И. Кочериным для европейской части СССР (1927 г.) по данным всего лишь 30 пунктов наблюдений. Тем не менее карта Кочерина давала в общем правильное представление об основных особенностях распределения стока на территории Русской равнины и в течение длительного времени служила источником для гидрологического обоснования многих гидротехнических проектов.

Позже сводные карты по Советскому Союзу были составлены С. Ю. Белинковым и Б. Д. Зайковым (1937 г.), Б. Д. Зайковым (1946 г.), В. А. Троицким (1947 г.) и К. П. Воскресенским (1962 г.).

Карта Воскресенского составлена в ГГИ на основе материалов наблюдений в 5690 пунктах. Помимо большей детализации, эта карта отличается от других карт тем, что на ней выделены области, где под влиянием местных факторов сток малых рек меньше или больше зональной величины, указанной на карте. На рис. 97 (см. вкладку) приведена уточненная другими авторами карта Воскресенского, опубликованная в Физико-географическом атласе мира (1964 г.).

Имеются карты стока для всего земного шара. Такая карта была впервые опубликована в 1945 г. в СССР М. И. Львовичем и за рубежом немецким гидрологом В. Вундтом (1952 г.).

Карты стока дают отчетливое представление об особенностях распределения стока на той или иной территории. В этом прежде всего их географическое значение. Карты стока позволяют определить приближенную величину стока, а следовательно, и среднего многолетнего расхода любой реки, для которой отсутствуют данные непосредственных измерений.

§ 145. Распределение среднего многолетнего стока на территории СССР

Характерной особенностью в распределении среднего многолетнего стока на территории СССР является широтная зональность его, наиболее отчетливо выраженная в равнинных частях страны,

и тенденция к уменьшению стока в направлении с запада на восток под влиянием континентальности климата (см. рис. 97).

В равнинных частях нашей страны норма стока, как правило, уменьшается с севера на юг. Вместе с тем в пределах Русской равнины располагается широкая полоса повышенного стока (больше 300 мм), охватывающая бассейны рек Выга, Кемы, Онеги, Северной Двины, Печоры и др. К югу и северу от этой полосы сток уменьшается. Наименьших значений норма стока достигает в Причерноморской и особенно в Прикаспийской низменности, 20—10 мм и менее. На территории Западно-Сибирской равнины максимум стока наблюдается на широте 64—66° и составляет 250 мм (бассейн р. Пур). На побережье Карского моря сток меньше, около 200 мм, к югу уменьшается и в зоне степей равен около 10 мм.

Другой характерной чертой, помимо зональности, в распределении стока на территории СССР является отчетливо выраженное влияние рельефа. Даже относительно небольшие нарушения спокойного равнинного рельефа Русской равнины вызывают увеличение стока, что хорошо прослеживается в районах Валдайской, Приволжской и Среднерусской возвышенностей, Донецкого края. Уральский хребет представляет собой обособленную интрозональную область стока с более высокими значениями стока на западных склонах по сравнению с восточными. В бассейне р. Шугор отмечен максимум нормы стока для европейской части СССР — около 800 мм.

Окраинные горные системы Крыма, Кавказа, Средней Азии, Алтая, Саян характеризуются сложным распределением стока, в общем соответствующим распределению осадков. Склоны гор и возвышенностей, обращенные навстречу влагоносным воздушным циркуляциям и обильно орошаемые осадками, отличаются повышенным стоком. На южных склонах Главного Кавказского хребта сток значительно больше, чем на северных. В бассейне р. Чхалта, в притоке Кодори, он достигает около 3000 мм в год. Во внутренних частях горных районов, защищенных высокими хребтами от приноса влаги, наблюдается резкое снижение нормы стока. Так, во внутренних областях Памира и Тянь-Шаня норма стока составляет всего лишь 60—70 мм в год. На Алтае, в засушливой Чуйской степи, норма стока снижается до 20 мм, в то время как в бассейне р. Томь она составляет около 1500 мм. Средний модуль стока для СССР в целом равен 6,2 л/(с·км²), что соответствует слою стока примерно 195 мм.

§ 146. Водоносность рек

Водоносность рек земного шара колеблется в широких пределах. Самая многоводная река мира — Амазонка, в устье которой, по последним, хотя и приближенным измерениям и расчетам, средний годовой расход воды достигает 175 000 м³/с.

В нашей стране самая многоводная река Енисей. Средний годовой расход ее равен 19 800 м³/с. Подавляющему большинству рек

СССР свойственны расходы, меньшие 300 м³/с. Так, в СССР имеется всего лишь 108 рек, расходы которых превышают эту величину. В табл. 25 приведены данные о расходах основных рек мира в нижних течениях, а на рис. 98 — изменение расходов рек СССР по их длине.

Таблица 25

Водоносность больших рек мира

Река	Пункт	Длина реки, км	Площадь бассейна, тыс. км²	Расход воды, м³/с	Источник
Амазонка	Устье	6280 ¹	7050 ¹	175 000	По Олтману
Конго	Киншаса	4370	2620	39 160	По Олейникову
Ганг	Устье	2700	1060	38 000	Кр. геогр. энциклопедия
Янцзы	Устье	5520	1800	31 000	То же
Нил	Вади-Хальфа	6670	2870	2 750	По Херсту
Енисей	„	4092	2580	19 800 ³	По карте Вилсона
Миссисипи	„	6215	3248	18 400	
Лена	„	4400	2490	16 100	
Обь	„	5410	2975	12 700	
Амур	„	4416	1855	10 900	
Маккензи	„	4240	1760	10 800	Гидролог. атлас Канады
Св. Лаврентия	Корнуолл	3060	1026 ² 1378	9 860	По Родье
Волга	Устье	3530	1360	7 710	
Нигер	Онитша	4160	1100 ² 2092	7 000	
Инд	Суккур	3190	900 ² 960	4 780	
Дунай	Устье	2850	817	6 430	ГГИ
Юкон	Калтог	3180	767 ² 900	6 210	

¹ Площади и длины рек даны по Малому атласу мира, 1971 г.

² В числителе приведена площадь водосбора до указанного пункта.

³ Расходы рек СССР взяты из справочника «Водные ресурсы и водный баланс СССР», 1967 г.

На приведенной карте водоносности рек СССР отчетливо видно резкое различие в направленности речного стока в европейской и азиатской частях СССР. В европейской части СССР главная масса вод сбрасывается на юг, в азиатской — на север. Такое распределение стока имеет определенное физико-географическое и отчасти хозяйственное значение. Реки как бы участвуют в своеобразной мелиорации природных условий нашей страны. В европейской части СССР сток рек направлен главным образом в засушливые районы, и большие массы воды, сбрасываемые на юг, уменьшают степень засушливости южных районов и создают вместе с тем возможность использования их в тех именно районах, где нужда в них особенно

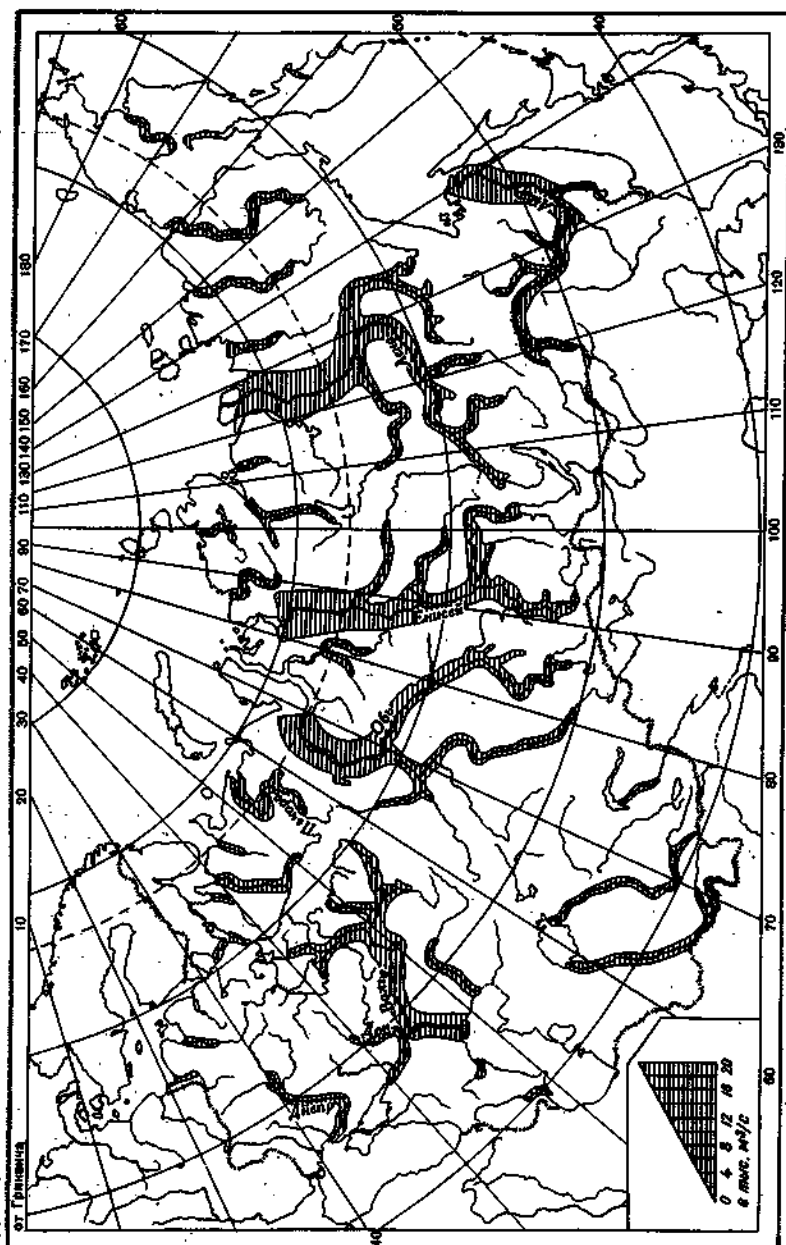


Рис. 98. Карта водоносности рек СССР (по Л. К. Давыдову).

велика. В азиатской части СССР реки, текущие с юга на север, выносят в северные районы большое количество тепла и тем самым несколько смягчают суровые условия Крайнего Севера, отодвигая сроки замерзания рек и, по мнению некоторых исследователей, смягчая ледовитость прибрежных зон северных морей.

§ 147. Колебания годового стока рек и его распределение в году

Колебания годового стока рек происходят под влиянием метеорологических факторов. Характер этого влияния меняется в зависимости от ландшафтных условий. Колебания годового стока рек можно охарактеризовать либо изменчивостью его в отдельные годы, либо путем анализа колебаний в хронологической последовательности.

Для характеристики изменчивости годового стока в практике гидрологических расчетов широко применяются методы математической статистики, в частности кривые распределения и обеспеченности¹. Кривые обеспеченности позволяют определить величину стока различной заданной обеспеченности ($P\%$) или повторяемости (в среднем 1 раз в N лет) без указания срока наступления расчетных величин. По материалам наблюдений строятся эмпирические кривые обеспеченности (рис. 99). Эмпирическая обеспеченность расходов ($P\%$) определяется по формуле

$$P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4} 100\%,$$

где m — порядковый номер ранжированного ряда; n — число членов в ряду.

Сглаживание и экстраполяция кривых до заданных пределов обеспеченности осуществляется аналитически с использованием некоторых типовых уравнений. В практике гидрологических расчетов чаще пользуются биномиальной асимметричной кривой, или кривой распределения Пирсона III типа. Параметрами теоретической кривой обеспеченности являются: 1) средняя арифметическая величина ряда $\bar{Y}$; 2) коэффициент изменчивости, или вариации, годового стока C_v ; 3) коэффициент асимметрии годового стока C_s .

Параметры определяются по материалам наблюдений. Коэффициент вариации годового стока характеризует степень изменчивости годовых величин стока относительно его нормы. Он вычисляется по формуле

$$C_v = \frac{\sigma_y}{\bar{Y}}, \quad (140)$$

¹ Вопросы применения кривых распределения для оценки изменчивости стока излагаются в специальных курсах (см., например, Д. Л. Соколовский. «Речной сток», Л., Гидрометеиздат, 1968).

где σ_y — среднее квадратичное отклонение, численно равное

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}}.$$

Таким образом,

$$C_v = \frac{1}{\bar{y}} \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^2}{n-1}}, \quad (141)$$

где $K_i = \frac{Y_i}{\bar{y}}$ — модульный коэффициент годового стока Y_i , а n — число членов вариационного ряда.

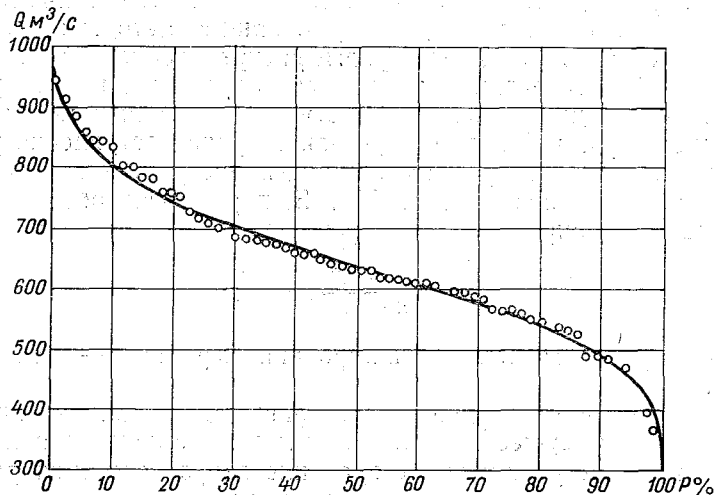


Рис. 99. Кривая обеспеченности средних годовых расходов воды р. Томи у г. Новокузнецка за 1894—1957 гг.

Для точного вычисления C_s необходимы ряды с очень большим числом членов, поэтому на практике часто принимается эмпирическое соотношение $C_s = 2C_v$. Коэффициент асимметрии характеризует несимметричность ряда величин стока относительно его среднего.

Теоретические кривые строятся с помощью таблиц интеграла биномиальной асимметричной кривой. Зная C_v , C_s и $\bar{y}$, с помощью этих таблиц можно получить величины стока заданной обеспеченности.

Характеристика изменчивости годового стока при помощи коэффициента вариации носит чисто статистический характер, так как при этом рассматриваются только количественные изменения вели-

чин годового стока и не принимаются во внимание причины этих изменений.

Из уравнения водного баланса речного бассейна за отдельные годы, имеющего вид $Y_r = X_r - Z_r \pm U_r$, следует, что величина годового стока Y_r зависит от годовой суммы осадков X_r , расхода на испарение Z_r и накопления и расходования влаги в бассейне U_r . Таким образом, ведущими факторами стока за отдельные годы являются метеорологические, всем остальным, как правило, принадлежит второстепенная роль. Влияние метеорологических факторов на величину годового стока неодинаково в различных ландшафтных зонах. Так, в пределах Русской равнины, в зоне избыточного увлажнения, величина годового стока определяется главным образом годовой суммой осадков и колебания годового стока из года в год происходят почти параллельно колебаниям годовых сумм осадков. В зоне недостаточного увлажнения, где подавляющая часть годового стока проходит в период весеннего половодья, колебания годового стока повторяют колебания стока весеннего половодья. По этой причине колебания годового стока в этой зоне зависят не от изменений годовых сумм осадков, а только от количества осадков, выпадающих в виде снега.

В отдельные годы эти закономерности нарушаются. В первой зоне эти нарушения отчетливо проявляются при различном характере распределения осадков в году и различной степени их расходования на испарение и просачивание. Во второй зоне существенное влияние оказывают влажность и промерзание почвы перед весенним снеготаянием.

Влияние прочих неметеорологических факторов на колебания годового стока сводится к воздействию этих факторов главным образом на накопление и расходование влаги в бассейне. Оно проявляется преимущественно в сглаживании колебаний годового стока, обусловленных метеорологическими факторами. Наиболее отчетливо это сглаживающее влияние проявляется в горных районах, где в питании рек значительная роль принадлежит ледникам и вечным снегам.

Распределение стока в течение года (по сезонам, месяцам, декадам) отражает характерные особенности водного режима реки и зависит, следовательно, от источников питания и изменения соотношений элементов водного баланса в течение года. Выражается внутригодовое распределение стока обычно в долях или в процентах от величины годового стока.

Уравнение водного баланса речного бассейна за любой промежуток времени года может быть принято в виде

$$Y_i = X_i - Z_i \pm U_i,$$

где Y_i — величина стока за данный промежуток времени; X_i — количество осадков; Z_i — испарение; $\pm U_i$ — накопление и расходование влаги в бассейне за тот же промежуток времени.

Соотношения между элементами водного баланса в течение года не остаются постоянными, в связи с чем в климатических условиях

СССР начиная с осени в речных бассейнах происходит накопление запасов влаги, а с весны — расходование ее. В соответствии с этим при изучении водного режима рек иногда пользуются не календарным, а гидрологическим годом, понимая под ним годовой период, включающий годовой цикл накопления и расходования влаги. За начало гидрологического года в северных районах обычно принимают сентябрь, в южных — октябрь—ноябрь. К этому сроку переходящие из года в год запасы влаги ($\pm U$) в виде почвенно-грунтовых вод, а также запасы воды на поверхности бассейна (в озерах, болотах) наименьшие.

Осадки, как уже отмечалось ранее, определяют возможность образования стока. Если часть осадков выпадает в твердом виде, то они сохраняются на поверхности бассейна в виде снежного покрова

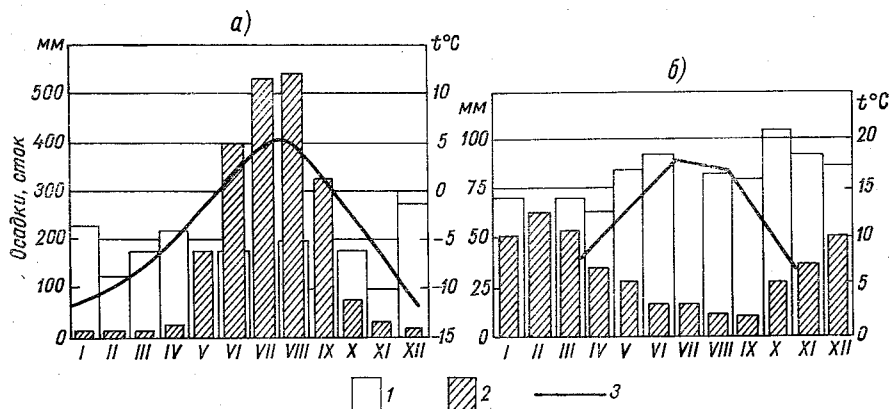


Рис. 100. Внутригодовое распределение стока, осадков и температуры воздуха в бассейнах (по Б. Д. Зайкову).

а — р. Ааре — Ретерихсбоден, б — р. Сона — Сент-Альбин. 1 — осадки, 2 — сток, 3 — температура.

и только в дальнейшем, при наступлении положительных температур воздуха и таянии снега, образуют сток. Роль осадков в этом случае сводится к изменению величины $\pm U_i$ в уравнении водного баланса для зимнего и весеннего периодов. Если остальным источникам питания принадлежит ничтожная роль, как, например, у рек казахстанского типа, то на долю весеннего стока приходится от 80 до 100% годовой его величины. По мере увеличения доли дождевого и грунтового питания внутригодовое распределение стока становится более равномерным.

В районах с суровой и длительной зимой волна весеннего половодья сдвигается к лету, в соответствии с чем возрастает доля летнего стока. Примером может служить р. Юкон (Аляска), у которой сток летом почти втрое превышает сток весеннего периода.

В высокогорных районах, где основными источниками питания являются высокогорные снега и ледники и где таяние этих запасов влаги в твердом виде происходит под влиянием солнечной радиа-

ции и температуры воздуха, годовой ход стока в общем следует годовому ходу температуры воздуха (рис. 100 а). Разновременность таяния снега в различных высотных зонах в горах приводит к растягиванию половодья и придает более равномерный характер распределению стока в период половодья, чем на равнинных реках.

Если же осадки полностью выпадают в жидком виде, то внутригодовое распределение стока определяется режимом осадков и теми условиями, которые благоприятствуют или не благоприятствуют формированию стока, главным образом способностью почво-грунтов поглощать то или иное количество влаги. Эта способность почво-грунтов поглощать влагу, помимо их физических свойств, зависит от степени их увлажненности или иссушенности, что связано с температурным режимом воздуха. Примером влияния режима осадков и температуры воздуха на внутригодовое распределение стока могут служить реки Сан-Франсиску (Южная Америка), Темза, Сона (Европа). В бассейне р. Сона, например, при относительно равномерном распределении осадков в году концентрация стока приходится на холодное время года и внутригодовое распределение стока обратно ходу температуры воздуха (рис. 100 б).

Большое регулирующее влияние на распределение стока в течение года оказывают озера и водохранилища (см. § 201). Озера накапливают воду в период повышенного стока и отдают накопленные воды в последующий период. Регулирующая роль озера зависит от его размеров, морфологии, запасов воды в нем, условий истечения воды из него и положения озера в бассейне реки. Обычно чем больше площадь озера по сравнению с собственным водосбором реки, вытекающей из него, тем больше регулирующая роль озера. Это отчетливо прослеживается на стоке р. Невы, вытекающей из оз. Ладожского, р. Свири, берущей начало из Онежского озера, р. Роны, регулируемой Женевским озером. Однако регулирующая роль озера заметно снижается в засушливых районах под влиянием больших потерь на испарение.

ГЛАВА 34. ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ РЕК

§ 148. Тепловой баланс рек и особенности их температурного режима

Термический режим рек формируется в результате теплообмена между водной массой и окружающей средой (атмосферой), с одной стороны, и ложем русла — с другой. Теплообмен протекает различно при открытой водной поверхности и при ледяном покрове. Составляющими теплообмена с атмосферой при открытой водной поверхности, так же как и в морях (или озерах), являются: поглощение водой прямой и рассеянной солнечной радиации $Q_{\odot}$, эффективное излучение $Q_{\text{эф}}$, непосредственный обмен теплом с атмосферой $Q_{\text{т}}$ на поверхности соприкосновения ее с водой, затрата тепла на испарение и выделение его при конденсации $Q_{\text{к}}$.

При наличии ледяного покрова интенсивность теплообмена между атмосферой и водной массой резко снижается. Лед и выпадающий на него снег уже при толщине 10—20 см практически прекращают доступ к воде лучистой энергии солнца и исключают встречное излучение. Прекращаются конденсация и испарение с водной поверхности. Нарушается турбулентный обмен теплом непосредственно между водной массой и атмосферой. В результате теплообмен осуществляется через толщу ледяного и снежного покрова путем теплопроводности.

Роль теплообмена с ложем русла (Q_d) в общем балансе тепла речных вод значительно меньше, чем теплообмена с атмосферой. Летом происходит отдача тепла водной массой ложу реки, зимой поток тепла направлен от дна к воде.

В тепловом балансе речных вод некоторое значение (2—3% суммарного теплообмена равнинных рек) имеет тепло, возникающее внутри потока в результате перехода части энергии, расходуемой на преодоление гидравлических сопротивлений, в тепловую (Q_p).

Таким образом, уравнение теплового баланса за время t для бесприточного участка реки при отсутствии ледяного покрова имеет вид

$$Q_{\odot} - Q_{эф} + Q_r + Q_n + Q_d + Q_p + Q_v - Q_n = \pm Q_t, \quad (142)$$

где Q_v — поступающее тепло, а Q_n — тепло, удаляемое вместе с водой, протекающей через верхний и нижний створы, ограничивающие участок реки.

Роль тепла, приносимого грунтовыми водами, обычно невелика, но может быть для некоторых рек заметной, особенно в зимний период. Другие элементы теплового баланса (тепло, поступающее с дождевыми осадками, расходуемое на таяние снега в воде, выделяемое при биохимических процессах, затрачиваемое на таяние льда или выделяемое при ледообразовании в переходные периоды года) малы и не всегда учитываются.

Перенос тепла в толщу потока, поступающего на поверхности раздела воды с атмосферой и грунтами, осуществляется главным образом в процессе турбулентного перемешивания, свойственного рекам.

Соотношения между элементами теплового баланса меняются вместе с метеорологическими условиями. В среднем же каждому сезону свойственны определенные соотношения между приходом и расходом тепла, что и обуславливает типические черты температурного режима речных вод.

В годовом цикле температурного режима речных вод отчетливо выделяются два периода: открытой водной поверхности и ледостава. В первом периоде вследствие турбулентности потока и интенсивного перемешивания вся водная масса быстро реагирует на изменение метеорологических условий и ход температуры воды почти параллелен ходу температуры воздуха (отчетливо это проявляется на реках малой водности). В первой половине этого периода, в особенности во время весеннего половодья, температура

воды ниже температуры воздуха, а затем, наоборот, температура воды превышает температуру воздуха. Такой ход температуры речных вод свойствен большинству рек нашей страны. Однако в ряде случаев он нарушается, так же как нарушаются и соотношения между температурами воды и воздуха.

На горных реках, питающихся талыми водами вечных снегов и ледников, разности между температурами воды и воздуха остаются отрицательными в течение всего теплого периода. По мере удаления от истока эти разности становятся меньше.

При наличии ледяного покрова температура воды в реке остается почти постоянной и близкой к 0°C .

§ 149. Распределение температуры воды по живому сечению

Турбулентный характер течения воды в реках придает, в общем, однородность (гомотермию) распределению температуры воды по живому сечению. Вместе с тем в различные сезоны существуют некоторые особенности в распределении температуры воды как по ширине, так и по глубине рек. Температуры воды большинства рек в период нагревания в прибрежной части выше, чем на стрежне, в период охлаждения — ниже.

Наибольшие изменения температуры по поперечному профилю (до $8\text{--}9^{\circ}\text{C}$) происходят под влиянием приточности, если воды притоков теплее или холоднее вод главной реки.

Изменения температуры по глубине выражены значительно слабее и при этом более отчетливо в период нагрева и менее отчетливо в период охлаждения. Весной, когда проходит половодье, температура воды с глубиной уменьшается, но различия у поверхности и у дна не превышают $0,5^{\circ}\text{C}$. Летом (июль — начало августа) наблюдается прямая стратификация (см. § 186), причем разность температур редко достигает $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$, но иногда и 5°C (Ангара). В сентябре устанавливается обратная стратификация с разностью температур у поверхности и у дна до $0,6^{\circ}\text{C}$.

§ 150. Изменение температуры воды по длине реки

Изменения температуры воды в реках по их длине зависят от условий питания, приточности, особенностей теплового режима и свойств ландшафтных зон, по которым река проносит свои воды.

Почти на всех реках температура от истока повышается на некотором расстоянии вниз по течению. На реках, текущих с юга на север, это повышение прекращается при переходе из лесостепной зоны в лесную. Далее к северу температура воды понижается. Особенно заметно повышение температуры воды в степной и лесостепной зонах, где нагрев речных вод происходит наиболее интенсивно и притоки, протекающие в этих зонах, несут более теплые воды, чем главная река.

На реках, текущих с севера на юг, температура воды непрерывно повышается от истоков к устью, если только река не принимает

притоков с более холодной водой. На реках, текущих в широтном направлении, температура воды меняется мало, за исключением верховьев, где температура повышается на некотором расстоянии от истока. Это же явление наблюдается вообще на больших реках.

На горных реках температура также повышается вниз по течению, но положение границы ее повышения меняется в течение года. Летом повышение температуры происходит на всем протяжении реки до устья; весной и осенью, а на некоторых реках и зимой повышение температуры прекращается при выходе из предгорий.

На температуру воды рек, вытекающих из озер, большое влияние оказывает температура озерных вод, причем чем больше водная масса озера, тем на большее расстояние это влияние распространяется. Так, влияние холодных вод оз. Байкал на температуру воды р. Ангары до зарегулирования ее стока водохранилищами было заметно на расстоянии 1170 км от истока. Далее температура постепенно выравнивалась и почти не отличалась от температуры воды рек района.

Термический режим рек на отдельных участках в значительной степени определяется хозяйственной деятельностью человека. Сброс в реки теплых промышленных и бытовых вод нарушает естественные изменения температуры речных вод.

§ 151. Фазы ледового режима. Первичные формы ледообразования

В ледовом режиме рек можно выделить три фазы: замерзание — появление первичных форм ледообразования, ледостав со всеми сопутствующими ему явлениями и вскрытие. Не на всех реках наблюдаются все три фазы ледового режима. Их наличие или отсутствие обуславливается климатическими и динамическими причинами и поступлением в русло рек более теплых подземных вод.

Прибрежные участки, отмели, заводи являются первыми очагами ледовых образований. Здесь возникают забереги (см. § 38). Забереги бывают первичные, постоянные и наносные. Первичные забереги возникают в тихие морозные ночи; днем при повышении температуры воздуха они обычно исчезают или взламываются волнением. По мере усиления морозов образуются постоянные забереги. Они постепенно растут в ширину и толщину до тех пор, пока не наступит ледостав. На крупных реках во время осеннего ледохода плывущие по реке лед и шуга прибывают к берегу, примерзают к нему и образуют наносные забереги, обычно с неровной поверхностью.

Одновременно с заберегами, а иногда несколько позже на реках появляется сало.

При обильном выпадении снега на незамерзшую водную поверхность образуется снежура, или снежница, плывущая комковатыми скоплениями, еле возвышающимися над водой, в виде рыхлой несмерзающейся массы.

На многих реках перед началом ледостава образуется внутриводный (глубинный) лед, а на дне — скопления донного льда (см. § 38). Образование донного льда бывает особенно обильным на каменистом дне, на участках с большими скоростями течения. Иногда донный лед скапливается в таком количестве, что образует ледяные плотины. Так, например, на р. Мамакан (приток р. Витима) в 1955 г. наблюдалась ледяная плотина (рис. 101) с перепадом высот 1,2 м.

Теоретическим обоснованием образования внутриводного (глубинного) льда занимались многие ученые. Гей-Люссак полагал, что

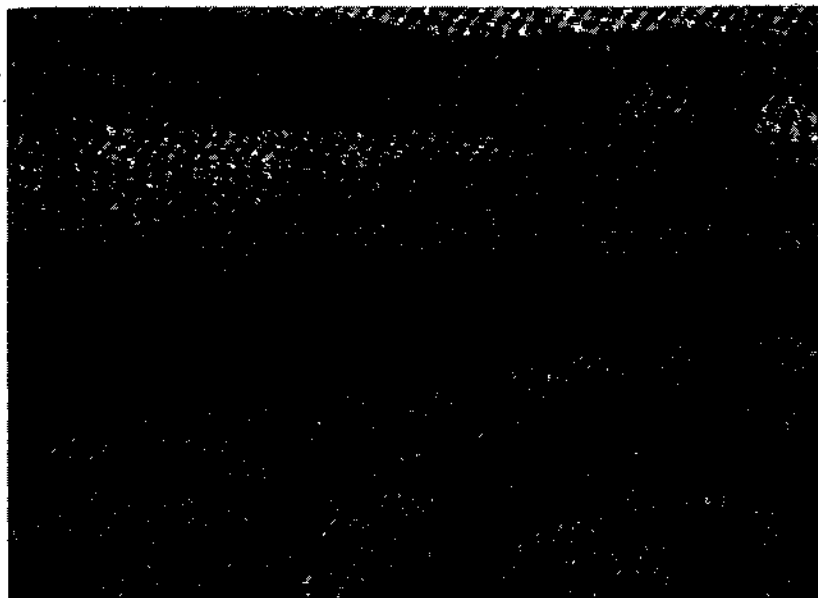


Рис. 101. Ледяная плотина на реке Мамакан в 1955 г. (Фото Ленинградского отделения Гидропроекта.)

образование внутриводного льда происходит вследствие заноса в глубь потока ледяных кристалликов, возникших на поверхности воды и являющихся центрами кристаллизации. Позднее В. М. Лохтин в результате исследований, проводившихся на Неве, развил теорию Гей-Люссака и обосновал возможность образования глубинного льда указанным путем в условиях переохлаждения всей водной массы потока.

По В. Я. Альтбергу, для образования первичных кристалликов льда всегда необходимы два условия: переохлаждение воды и относительная неподвижность того слоя, в котором происходит кристаллизация. Переохлаждение вследствие турбулентности обычно охватывает всю толщу воды, что и является соблюдением первого условия. Второе же условие выполняется в двух слоях потока:

в поверхностном — при спокойном течении и у дна, где тонкая пленка воды, обволакивающая неровности дна, находится в состоянии относительного покоя при всяких скоростях течения. При кристаллизации всегда выделяется тепло. При неподвижной воде это тепло препятствует дальнейшей кристаллизации, если нет поблизости среды, способной поглощать его, как, например, воздух у поверхности воды. При движении водной массы тепло, выделяемое при кристаллизации, сносится потоком и процесс кристаллизации развивается дальше. Вот почему глубинный лед чаще всего образуется на участках с большими скоростями течения, обеспечивающими условия для более быстрого переохлаждения воды до дна и удаления тепла, выделяющегося при ледообразовании, от места его возникновения. Центрами кристаллизации, по Альтбергу, служат твердые частицы, находящиеся на дне или в воде.

Образование внутриводного льда хорошо подтверждается многочисленными опытами, производившимися В. В. Пиотровичем,

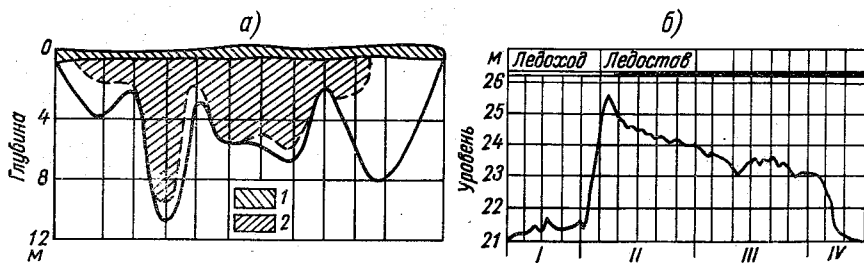


Рис. 102. Зажор на р. Ангаре.

а — русло реки, заполненное шугой: 1 — ледяной покров, 2 — шуга; б — колебание уровней воды с резким подъемом перед ледоставом при зажоре.

А. Н. Зильберманом и др. Если опустить металлическую сетку в переохлажденную воду, то на ней быстро образуется скопление внутриводного льда.

Образование внутриводного льда нередко создает большие затруднения при эксплуатации водопроводов, гидроэлектростанций, так как скопления этого льда закупоривают водоприемники, турбинные решетки ГЭС и т. п. Образование внутриводного льда прекращается с момента установления на реке сплошного ледяного покрова.

Одна из весьма распространенных форм ледовых образований на реках, связанных с внутриводным льдом, — шуга. Шугой называется всплывший на поверхность внутриводный лед, в массе которого часто содержится также сало, снежница и мелкобитый лед. Шуга может находиться в состоянии движения — шугоход — или в неподвижном состоянии под ледяным покровом — подледная шуга. Обычно шуга формируется в период, предшествующий ледоставу. Во время ледостава она образуется лишь на участках, свободных от ледяного покрова, где создаются условия, благоприятные для возникновения внутриводного льда. На горных реках яв-

ление образования внутриводного льда и шугоход наблюдаются ежегодно и в течение почти всей зимы. На равнинных реках наиболее интенсивное возникновение внутриводного льда происходит на участках с быстрым течением и каменистым дном (на перекатах, порогах). Обилием шуги отличаются многие реки Кольского полуострова, Карелии, реки Свирь, Нева, Ангара и др.

Шуга нередко, в особенности на северных и горных реках нашей страны, забивает живое сечение реки подо льдом, возникают зажоры (рис. 102 а). Вследствие сужения живого сечения потока возникают резкие подъемы уровня (рис. 102 б).

На некоторых реках наблюдаются пьстры — ледяные острова, покоящиеся на ледяном основании в форме усеченного конуса, малое сечение которого прикреплено ко дну. Конус этот сложен из внутриводного льда. Пьстры образуются следующим образом. На дне потока возникает комок глубинного льда. Возвышаясь над дном, он постепенно нарастает к поверхности воды, и так как возможность образования внутриводного льда растет по мере удаления ото дна, то нарастание льда увеличивает поперечное сечение возникшего столба льда. При достижении уровня воды на поверхности этого столба образуется кристаллический лед в виде шапки — пьстры. Пьстры наблюдаются на многих реках. Их образование отмечено на порожистых участках Свири, на Волхове, на реках Кольского полуострова, на Кубани, Ангаре, в низовьях Амударьи, на Ягнобе (бассейн Зеравшана) и на других реках.

§ 152. Осенний ледоход

Плывущие по реке льдины и ледяные поля, сформировавшиеся в результате смерзания обломившихся заберегов, сала, снежур и шуги, образуют осенний ледоход. Осенний ледоход наблюдается не на всех реках. Отсутствие ледохода характерно для малых рек. На крайнем юго-востоке СССР, на левобережье Волги, в низовьях Урала, на многих реках в бассейне Иртыша, примерно от Семипалатинска до Омска, даже сравнительно крупные реки замерзают без ледохода вследствие малой водности в осенне-зимний период, спокойного течения и резкого похолодания. На горных реках осенний ледоход заменяется шугоходом.

На больших равнинных реках осенний ледоход наблюдается ежегодно и протекает сравнительно спокойно. На отдельных участках (крутые повороты, сужение русла), где пропускная способность русла не соответствует количеству проходящего по нему ледового материала, происходит скопление плывущих льдин и образуются заторы. Эти скопления льда, так же как и зажоры, оказывают динамическое сопротивление водному потоку и вызывают повышение уровня воды выше по течению. Подъемы уровня воды при осенних заторах относительно невелики (из-за малой водности реки в этот период).

Продолжительность осеннего ледохода колеблется в широких пределах: от нескольких дней до месяца, а иногда и более, и возрас-

стает с увеличением водности реки. На крупных реках, вытекающих из озер (Нева), осенний ледоход принимает затяжной характер в результате тех же процессов, которые охарактеризованы для Ангары (§ 150). Длительный ледоход свойствен также рекам с неустойчивым ледовым режимом, на которых похолодания сменяются оттепелями, наблюдаются повторные вскрытия и замерзания (Западная Двина, Неман, Днестр и др.).

Распределение сроков начала осеннего ледохода на наших реках носит характер широтной зональности. Раньше всего, во второй половине сентября, осенний ледоход начинается на крайнем севере азиатской части СССР — на реках Таймыра, в низовьях Анабара, Индигирки; позже всего наступает в Закавказье — в январе. На крупных реках Сибири наступление осеннего ледохода запаздывает по сравнению со сроками замерзания малых рек данной географической зоны вследствие переноса этими реками больших количеств тепла.

Для характеристики распределения дат начала осеннего ледохода, так же как и других ледовых явлений, строятся карты изохрон—линий, соединяющих на карте пункты с одинаковыми датами наступления этих явлений.

§ 153. Ледостав

Ледостав — это наличие неподвижного ледяного покрова на поверхности реки (озера).

На всех стадиях ледообразования, от начальных до ледостава включительно, отчетливо проявляется влияние температуры воздуха. По мере перехода от начальных форм ледообразования к ледоставу роль климатических факторов несколько ослабевает и усиливается значение прочих факторов — водности реки, морфологии русла, скоростей течения и т. п. Наибольшее влияние неклиматических факторов сказывается на образовании ледостава. В предледоставный период водная масса охлаждена настолько, что образованию ледостава препятствуют лишь повышенные скорости течения, и тепло, приносимое грунтовыми и озерными водами и водами, сбрасываемыми промышленными предприятиями. На реках, на которых влияние этих факторов ослаблено, ледостав при одинаковых климатических условиях наступает раньше. Малые реки, как правило, замерзают раньше больших, и ледяной покров на них образуется путем срастания заберегов, поэтому он обычно равный и относительно гладкий. На больших реках формирование ледостава связано с возникновением заторов льда, вызывающих подпор и уменьшение скоростей течения. В местах заторов происходит торошение льда, ледяной покров становится неровным, с беспорядочным нагромождением льдин.

Так как заторы возникают далеко не всюду и не в одно время, то ледостав на больших реках равнинных районов образуется не одновременно на различных участках: сначала ледостав образуется на плёсах, затем на перекатах, причем разница в сроках наступле-

ния ледостава на различных участках одной и той же реки возрастает с увеличением водности и скоростей течения.

Исследования последних лет показали, что установление ледостава на больших реках на значительном протяжении происходит в результате последовательного перемещения кромки льда вверх по течению от очагов ледяных перемычек. На горных реках ледостав представляет собой сравнительно редкое явление, в особенности в южных районах, как, например, на Кавказе и в Средней Азии. Здесь он формируется на участках, где образуются скопления больших масс шуги.

Большая часть рек нашей страны характеризуется устойчивым ледоставом. Только на реках Черноморского побережья Кавказа и на реках Южного берега Крыма ледостав не наблюдается вовсе вследствие теплого климата. Распределение сроков наступления ледостава на реках СССР характеризуется в общем широтной зональностью. На европейской части эта зональность несколько нарушается под влиянием вторжений теплых масс воздуха с Атлантики. Ледостав на больших реках Сибири запаздывает по сравнению с малыми реками примерно на 10 дней.

В период ледостава на реках иногда сохраняются участки со свободной ото льда водной поверхностью — полыньи, или майны. Полыньи имеют двойное происхождение: динамические полыньи и термические. Полыньи первой категории возникают на участках сосредоточенного падения — на порогах, стремнинах. Они распространены на реках Карелии, в северной части Русской равнины, на горных и полугорных реках Сибири. Эти полыньи сохраняются иногда в течение всей зимы и являются очагами возникновения шуги, скопления которой подо льдом ниже полыньи образуют зажоры.

Полыньи термического происхождения возникают либо под влиянием обильных выходов относительно теплых грунтовых вод или сброса промысленных вод, либо, если река вытекает из озера, вследствие подтока более теплых вод озера. Термические полыньи иногда достигают значительных размеров. Так, например, р. Емца, приток Онеги, не замерзает на протяжении более 100 км, несмотря на суровые зимы (рис. 103). Термические полыньи распространены на реках Яно-Колымской горной страны и Чукотки. В большинстве случаев участки с полыньями на этих реках расположены в области предгорий, которые характеризуются мощными отложениями галечников, изобилующими выходами грунтовых вод в русло реки.

На реках Чукотки, по наблюдениям И. А. Некрасова, местоположение полыней тесно связано с характером продольного профиля дна реки. Полыньи наблюдаются на неглубоких перекатах с относительно небольшими скоростями течения, расположенных между глубокими плёсами (3—4 м), покрытыми льдом. Это явление он объясняет поступлением в русло дренированных рекой относительно теплых грунтовых вод пойменных таликов и характерным распределением температуры воды в русле на участке плёс—перекат. На глубоких плёсах подо льдом возникает обратная стратификация

(придонные слои имеют температуры около $2,5^{\circ}\text{C}$), на перекатах в полыньях — гомотермия при температуре несколько выше 0°C .

Примером полыней в истоках рек, вытекающих из озер, могут служить полыньи в истоках Невы, Ангары, Волхова и др.

В период ледостава на некоторых реках, часто в районах многолетней мерзлоты, на поверхности ледяного покрова образуются наледи — наросты льда в виде напластований, утолщений, бугров, порой причудливой формы.

Зимой в связи с увеличением толщины ледяного покрова или закупоркой русла шугой, промерзанием уменьшается площадь живого сечения. В таких случаях подо льдом образуется напор, взла-

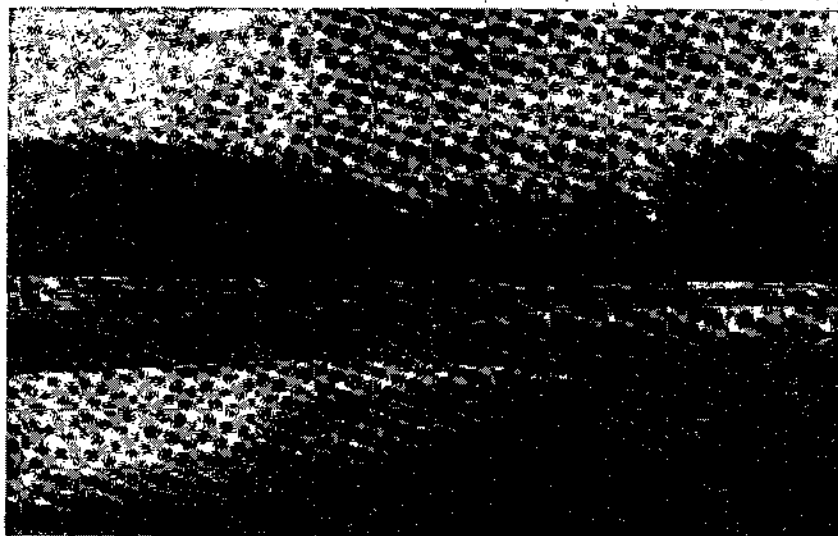


Рис. 103. Термическая полынья на р. Емце. (Фото А. О. Шнайхера.)

ывающий лед, и через трещины вода выходит на поверхность льда.

В некоторых районах северо-востока азиатской части СССР (Яно-Колымская горная страна) наледи образуются в результате замерзания не только речных вод, но и грунтовых. Такие наледи формируются в долинах, на поймах рек и сохраняются в течение длительного времени (многолетние наледи).

§ 154. Нарастание толщины льда на реках

Ледяной покров изолирует воду от атмосферы в термическом отношении и выполняет роль регулятора в теплообмене между водой и воздухом. Если через лед удаляется в воздух больше тепла, чем поступает к нему из воды, то толщина льда увеличивается; в противном случае лед подтаивает. Очевидно, что лед всегда стре-

мится достигнуть такой толщины, при которой создается равновесие между теплом, передаваемым в атмосферу и поступающим из водной массы. Эту регулирующую роль ледяной покров выполняет вместе со снежным покровом, находящимся на нем. Лед значительно лучше проводит тепло, чем снежный покров. Таким образом, основная роль в защите водной массы от потерь тепла принадлежит снегу, лед же служит основанием, на котором покоится снежный покров. Вот почему между толщиной льда и толщиной снежного покрова всегда существует некоторое определенное соотношение: толщины снега h_c и льда $h_{\text{л}}$ приблизительно пропорциональны друг другу и при плотности снега 0,2 отношение $h_c/h_{\text{л}}$ равно 0,4. При увеличении толщины снежного покрова это соотношение нарушается, лед погружается в воду, последняя выступает на поверхность льда, смачивает снег, замерзает и в результате толщина льда увеличивается настолько, что восстанавливается нормальное соотношение между толщинами снега и льда. В периоды между снегопадами лед приобретает излишнюю плавучесть, и равновесие восстанавливается с увеличением толщины снежного покрова.

Нарастание толщины ледяного покрова большей частью происходит с нижней его поверхности, в слое воды, прилегающем к этой поверхности. Охлаждение этого слоя воды обуславливается отдачей тепла в виде теплового потока, идущего от водной массы через лед в атмосферу. При тепловом равновесии толщина льда не меняется.

Нарастание толщины ледяного покрова при обычном среднем покрытии его снегом можно рассчитать по эмпирической формуле, предложенной Ф. И. Быдиным,

$$h_{\text{л}} = A \sqrt{\sum t_-}, \quad (143)$$

где $h_{\text{л}}$ — искомая толщина льда; $A=2$, если в расчет берется сумма отрицательных средних суточных температур воздуха $\sum t_-$ за период ледообразования, и $A=11$, если в расчет берется сумма отрицательных средних месячных температур воздуха.

§ 155. Вскрытие рек. Весенний ледоход

Весной с момента перехода температуры воздуха через 0°C начинается таяние снега на льду и берегах реки. На поверхности ледяного покрова появляется вода. Одновременно с действием солнечной радиации и теплых воздушных масс она способствует таянию льда. Ледяной покров теряет прочность. Монолитность строения ледяных масс нарушается, лед приобретает столбчатую структуру (рис. 104) и сравнительно легко разламывается под возрастающим напором речного потока.

Прежде всего уменьшается прочность связи ледяного покрова с берегами. Образуются закраины — полосы воды, свободной ото льда. Возникновению закраин способствуют также трещины, появляющиеся у берегов вследствие вспучивания льда при подъеме

уровня воды. Оторвавшийся от берега ледяной покров на отдельных участках перемещается на короткие расстояния. Возникают так называемые подвижки льда. Таких подвижек бывает несколько. Местами в ледяном покрове появляются промоины и протаины. При дальнейшем разрушении он разламывается на отдельные поля и льдины. Плывущие по реке ледяные поля и льдины образуют ледоход.

Характер вскрытия рек различен в зависимости от роли в этом процессе тепловых и механических факторов. Если основная роль принадлежит тепловым факторам, а роль механических ничтожна, разрушение и ликвидация ледяного покрова происходят медленнее



Рис. 104. Структура льда во время вскрытия. (Фото И. А. Уйвари.)

и спокойно, подобно тому как это бывает на озерах. Такой тип вскрытия присущ рекам, на которых весенний подъем уровней незначителен либо наступает поздно. В этом случае весенний ледоход отсутствует, лед тает на месте.

При возрастании роли механических факторов вскрытие рек может происходить при значительной толщине льда и сопровождается мощным весенним ледоходом и частыми заторами льда. Наиболее ярко эти явления выражены на крупных реках Сибири и севера европейской части СССР, текущих на север. Здесь вскрытие начинается в верховьях и постепенно перемещается вниз по течению. Волна половодья обгоняет фронт снеготаяния и встречает на своем пути участки реки, еще покрытые толстым и прочным льдом. В этих условиях ледоход начинается при больших подъемах уровня, возрастающих вниз по течению.

Исследования последних лет (В. П. Берденников, И. Я. Лисер и др.) показывают, что возможны разные случаи формирования весенних заторов льда. В одном случае заторы льда на каком-либо участке обуславливаются в начальной стадии вскрытия главным образом сопротивлением ледяного покрова напору подвижных масс воды и льда, перемещающихся с верхних участков. Увеличение давления со стороны этих масс вызывает местное многослойное нагромождение льдин. Эти явления типичны для рек, текущих на север, для участков с крутыми поворотами, для зоны выклинивания подпора от гидротехнических сооружений и др. В другом случае заторы льда образуются при ледоходе на участках с резкими морфометрическими изменениями русла (уменьшение ширины, многорукость и т. п.), где ледопропускная способность русла меньше массы льда, поступающей сверху.

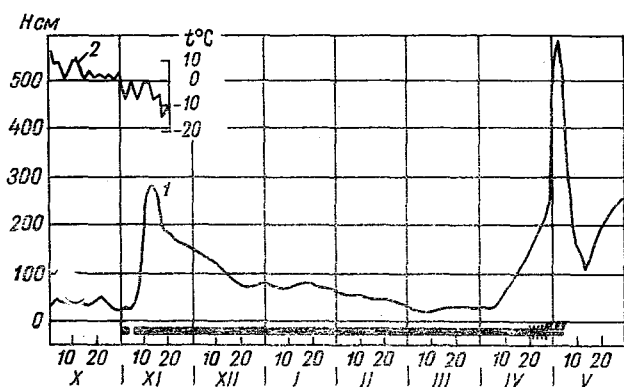


Рис. 105. Колебание уровня воды (1) и температуры воздуха (2) на р. Иртыше у г. Омска в 1956-57 г.

К настоящему времени установлено, что ледяной покров к моменту вскрытия оказывается наиболее толстым и прочным в местах с большой осенней зашугованностью. Это создает дополнительные предпосылки к формированию в этих местах мощных заторов. Подобные явления наблюдались на реках Енисее, Иртыше, Северной Двине, Сухоне и др. (рис. 105). Подъемы уровня при весенних заторах нередко превышают максимальные уровни весеннего половодья.

Массы льда, забивающие живое сечение реки порой до 50—80%, испытывают при заторе значительные напряжения, в результате чего возможны надвиги льдин на берега. Торосистые нагромождения льда представляют большую опасность как для береговых сооружений, так и для зимующих вблизи берегов судов. Во время ледохода происходят иногда значительные деформации берегов.

На реках, вытекающих из озер, наблюдается вторичный ледоход, обязанный своим происхождением выносу озерного льда в реку (Нева, Свирь и др.).

ГЛАВА 35. РЕЧНЫЕ НАНОСЫ

§ 156. Энергия и работа рек

Вода, стекающая по поверхности земли и переносимая реками, обладает энергией, т. е. способностью производить работу. Потенциальная энергия реки на участке протяженностью L км при падении h м и при среднем расходе на этом же участке Q м³/с в единицу времени равна $9,81 \cdot 10^3 Qh$ Дж. Величина секундной энергии на данном участке реки, переведенная в киловатты, называется кадастровой мощностью. Мощность на данном участке реки, выраженная в киловаттах, равна

$$N = 9,81 Qh. \quad (144)$$

Если величину N разделить на протяженность участка L , то получится удельная километровая мощность реки: $N_{\text{уд}} = \frac{N}{L}$. Сумма мощностей участков реки на всем ее протяжении называется полной мощностью реки: $\sum N = \sum 9,81 Qh$ кВт.

Потенциальная мощность рек СССР составляет около 500 млн. кВт. В настоящее время водная энергия потока широко используется для производства электрической энергии на гидроэлектрических станциях (ГЭС). Для этой цели с помощью плотин энергию рек сосредоточивают в определенных местах реки. Мощность ГЭС определяется по формуле

$$N_{\text{ГЭС}} = 9,81 Q_p h_p \eta, \quad (145)$$

где $N_{\text{ГЭС}}$ — мощность ГЭС в киловаттах; Q_p — расчетный расход, пропускаемый через турбины, в м³/с; h_p — напор, т. е. сосредоточенное падение воды у турбины, в метрах; η — коэффициент полезного действия ГЭС, который обычно бывает высоким и достигает 0,98.

Величины Q_p и h_p определяются на основании гидрологических и энергоэкономических расчетов. Выработку электроэнергии на ГЭС принято выражать в киловатт-часах. Годовая выработка на крупных ГЭС выражается в миллиардах киловатт-часов.

В естественных условиях энергия, которой обладает вода, стекающая по поверхности земли и по руслам рек, затрачивается на преодоление трения между частицами воды, трение о земную поверхность и о дно и берега русел, на перенос наносов во взвешенном и влекомом состоянии, перенос растворенных веществ и истирание твердых частиц. В результате этой работы происходят процессы эрозии и аккумуляции наносов, что приводит к изменению форм земной поверхности, очертаний и глубин речных русел.

§ 157. Формирование речных наносов

Речными наносами называются твердые минеральные частицы, переносимые потоком и формирующие русловые и пойменные отложения. Речные наносы образуются из продуктов выветри-

вания, денудации и эрозии горных пород и почв. Водная эрозия, разрушение земной поверхности под действием текучих вод, представляет собой наиболее активный процесс, обогащающий реки наносами. Она подразделяется на склоновую и русловую. Склоновая эрозия — размыв и смыв почв и горных пород снеговыми и дождевыми водами, стекающими по склону. Русловая эрозия — размыв водными потоками, протекающими в руслах, коренных пород дна и берегов русла и склонов долин. В процессе склоновой эрозии текущая вода разрушает связность частиц почв и горных пород и смывает (сносит) их в понижения — ложбины стока, которые и являются основными путями выноса продуктов эрозии с водосбора. Вместе со снеговыми и дождевыми водами материал смыва с водосбора поступает в следующие за ложбинами звенья временно действующей гидрографической сети — лощины, суходолы. В них процессы эрозии усиливаются и также осуществляется размыв, перенос и в конечном итоге вынос продуктов размыва в реки.

Очевидно, что не все продукты эрозии попадают в реки. Значительная часть их задерживается по пути стока поверхностных вод и заполняет углубления земной поверхности. Тем не менее та часть продуктов эрозии поверхности бассейна, которая достигает русел рек, является существенным источником формирования речных наносов.

Воды рек размывают берега и дно русла. Однако наносы, поступающие за счет этих процессов, являются лишь частью речных наносов, причем некоторая доля их представляет собой продукты размыва ранее отложившихся в русле наносов, принесенных с поверхности бассейна.

Интенсивность водной эрозии зависит прежде всего от энергии текучих вод и затем от сопротивляемости размыву поверхности, по которой стекают эти воды.

Энергия текучих вод на некотором участке, как известно, определяется их расходом и падением. Вот почему водная эрозия при одних и тех же величинах стока наиболее ярко выражена в горных районах и значительно слабее на равнинах. Большое значение в развитии эрозии имеет режим стока: с увеличением стока в определенные сезоны происходит усиление эрозии.

Сопротивляемость поверхности земли размыву зависит от природных свойств этой поверхности и прежде всего от свойств почв и пород, а также растительного покрова, предохраняющего почву от размыва. Различные виды почв и грунтов обладают неодинаковой способностью к размыву.

Уничтожение растительного покрова (вырубки, неумеренный выпас скота, пожары), неправильная распашка поверхности (вдоль склонов) и обработка почв без соблюдения агротехнических правил, предусматривающих сохранение структурности почв, могут привести к усилению эрозии, местному смыву почв, возникновению овражной эрозии и в конечном итоге к увеличению мутности рек.

В последние десятилетия в зоне распространения черноземов и каштановых почв в результате применения более совершенных

приемов обработки почвы, в основном за счет широкого применения зяблевой пахоты (см. § 142), смыв почвы на плакорных участках заметно уменьшился.

Таким образом, интенсивность эрозии и формирование речных наносов находятся под влиянием ряда физико-географических факторов и хозяйственной деятельности. Одни из этих факторов зональные, другие — азональные. К зональным относятся климатические условия, сток, характер и распространение почв и растительности, к азональным — рельеф местности и распространение коренных пород и четвертичных отложений.

§ 158. Основные определения и характеристики речных наносов

Речные наносы в зависимости от характера движения в потоке обычно подразделяют на взвешенные и влекомые. Такое подразделение наносов носит условный характер, так как в зависимости от крупности наносов и скоростей течения потока те или иные твердые частицы могут находиться то во взвешенном состоянии, то перемещаться по дну потока.

Наносы подразделяют, кроме того, на транзитные и руслоформирующие. Малые частицы переносятся к устью реки по преимуществу транзитом. Более крупные частицы в зависимости от гидравлических свойств потока то переносятся потоком во взвешенном или влекомом состоянии, то задерживаются на отдельных участках реки, с тем чтобы при изменении гидравлических свойств потока вновь перейти в движение. Таким образом постоянно происходит переформирование русла. Очевидно, что большая часть взвешенных наносов является транзитной, а большая часть влекомых — руслоформирующей.

Количество наносов (в килограммах), проносимое рекой через поперечное сечение в единицу времени (T секунд), называется расходом наносов. Обычно расход взвешенных наносов обозначается R кг/с, расход влекомых наносов q кг/с.

Суммарное количество наносов, проносимое рекой через поперечное сечение за некоторый промежуток времени (сутки, месяц, год), называется стоком наносов за этот промежуток времени и выражается обычно в тоннах. Модулем стока наносов называют сток наносов с 1 км^2 за год. Очевидно, если средний расход взвешенных наносов за время T суток равен R кг/с, то

$$\sum_1^T R = \frac{RT \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60}{1000} = 86,4TR \text{ т.}$$

Модуль стока наносов

$$M_R = \frac{31,54 \cdot 10^3 R}{F} \text{ т/км}^2 \text{ год,}$$

где F — площадь водосбора до замыкающего створа в км^2 , R — средний годовой расход взвешенных наносов.

Количество взвешенных наносов, содержащееся в единице объема (1 м^3) воды, называется мутностью (ρ). Мутность выражается в г/м^3 . Таким образом,

$$\rho = \frac{R \cdot 10^3}{Q}. \quad (146)$$

Важной характеристикой наносов является их гранулометрический состав, т. е. распределение наносов по фракциям: от валунов и гальки до илистых и глинистых частиц. Средняя крупность наносов $d_{\text{ср}}$ характеризуется средним взвешенным диаметром частиц, вычисляемым по формуле

$$d_{\text{ср}} = \frac{\sum d_i P_i}{100},$$

где $d_{\text{ср}}$ — средний диаметр данной фракции; P_i — процентное содержание (по весу) этой фракции.

§ 159. Взвешивание частиц в потоке. Гидравлическая крупность. Транспортирующая способность потока

Твердая частица, обладающая большим удельным весом, чем вода, помещенная в неподвижную воду, начинает опускаться. Скорость ее падения сначала возрастает, а затем сохраняется постоянной, т. е. движение ее становится равномерным. В этом случае действующие на частицу сила тяжести и сила гидродинамического сопротивления уравниваются. Скорость равномерного падения частицы в стоячей воде называют гидравлической крупностью частицы ($U \text{ м/с}$).

Гидравлическая крупность частицы зависит от ее геометрических размеров, а также от формы, удельного веса, вязкости воды и ее плотности. В специальной литературе известен ряд формул, позволяющих вычислить гидравлическую крупность U в зависимости от перечисленных факторов. Так, следуя А. В. Караушеву, можно привести:

для частиц с $d \leq 0,15 \text{ мм}$

$$U_1 = K_{\text{л}} \frac{(\gamma_s - \gamma) d^2}{\gamma \mu}; \quad (147)$$

для частиц с $d \geq 1,5 \text{ мм}$

$$U_2 = K_{\text{т}} \sqrt{\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}} d, \quad (148)$$

где γ_s и γ — удельный вес соответственно частицы и воды; μ — коэффициент молекулярной вязкости воды; $K_{\text{л}}$ и $K_{\text{т}}$ — коэффициенты пропорциональности, учитывающие форму частицы.

Знание гидравлической крупности наносов весьма необходимо при изучении деформации русла (размыв, намыл), при расчете заилиения водохранилищ. В практике расчетов обычно пользуются

таблицами значений гидравлической крупности частиц для соответствующего их диаметра. Такие таблицы составлены по опытным данным.

В текучей воде вследствие турбулентного характера течения твердые частицы могут находиться во взвешенном состоянии в тех случаях, когда вертикальная составляющая скорости течения потока превосходит гидравлическую крупность частиц. При обратном соотношении частицы будут осаждаться на дно, и начнется аккумуляция наносов или влечение их по дну. Вертикальная составляющая скорости растет с увеличением степени турбулентности потока и, следовательно, с увеличением скорости течения. Таким образом, чем больше скорости, тем более крупные частицы находятся во взвешенном состоянии. По мере передвижения вниз по течению в связи с общим уменьшением скоростей течения размеры частиц, находящихся во взвешенном состоянии, будут уменьшаться, а аккумуляция наносов усиливаться. Таким образом, речной поток обладает определенной транспортирующей способностью, т. е. способностью переносить определенное количество наносов данной крупности при определенных гидравлических характеристиках (уклон, скорость, глубина). Транспортирующую способность характеризуют либо предельным расходом взвешенных наносов, который способен транспортировать поток, либо средней мутностью, отвечающей насыщенности потока наносами, при которой осуществляется транспортирующая способность потока. Если фактический расход взвешенных наносов в потоке соответствует его транспортирующей способности, то между процессами взвешивания и осажде-ния наносов в придонном слое наблюдается динамическое равновесие.

§ 160. Распределение мутности по живому сечению реки

Мутность речных вод значительно меняется по живому сечению потока, по его длине и во времени. Распределение мутности по живому сечению носит очень сложный и нередко в значительной мере беспорядочный характер. Как правило, мутность возрастает от поверхности ко дну. Это увеличение мутности происходит главным образом за счет крупных фракций наносов, увеличивающихся ко дну. Мелкие же фракции (менее 0,01 мм) обычно распределяются довольно равномерно по глубине потока. По этой причине чем больше в составе наносов крупных фракций, тем неравномернее они распределены по глубине. С увеличением турбулентности потока распределение взвешенных наносов по вертикали становится более равномерным. Сказанное справедливо только как самая общая схема. В реальной же действительности дело обстоит много сложнее, так как эта схема нарушается под влиянием возникающих водоворотов и циркуляционных течений.

Еще более сложный характер носит распределение наносов по ширине реки. Здесь вообще трудно подметить сколько-нибудь отчетливо выраженную закономерность. Распределение наносов по

ширине потока сильно меняется в зависимости от направления течения, местных размывов русла и берегов, впадения притоков, несущих большее или меньшее количество наносов, чем главная река. Наблюдения показали, что в ряде случаев наносы проносятся в потоке в виде отдельных движущихся скоплений — «жил».

§ 161. Внутригодовой режим мутности рек

Внутригодовой режим мутности и расходов взвешенных наносов зависит от поступающих в речную сеть материалов эрозии, характера размывающей деятельности потока и его водного режима. На реках с весенним половодьем материал смыва с поверхности бассейна наиболее интенсивно поступает в речную сеть в первой половине этой фазы водного режима. В составе наносов в этот период преобладают мелкие фракции ($< 0,005$ мм). К некоторому моменту времени запасы продуктов выветривания в бассейне значительно уменьшаются и интенсивность смыва, а следовательно, и поступление наносов в речную сеть ослабевают, водность же рек продолжает возрастать. К моменту прохождения пика половодья резко повышается крупность наносов, что является результатом выноса материалов эрозии из оврагов и балок и усиления размыва русла реки. Однако размывающая деятельность речных потоков не настолько велика, чтобы компенсировать уменьшение поступления наносов в речную сеть с поверхности бассейна. Вот почему на больших реках с весенним половодьем обычно максимумы мутности и расхода взвешенных наносов наступают раньше максимума расходов воды. На малых реках время наступления этих максимумов совпадает, а в отдельных случаях наибольшая мутность наблюдается и после прохождения максимального расхода воды. Последнее явление, отмеченное наблюдениями ГГИ на малых водотоках бассейнов рек Сарысу, Нуры, Тургая и др., объясняется интенсивными русловыми деформациями. Роль русловой эрозии оказывается больше, чем роль смыва со склонов, особенно в маловодные годы и в годы с замедленным оттаиванием почвы.

На реках, питающихся талыми водами ледников, максимумы мутности и расходов воды обычно совпадают (см. § 223).

Совпадение максимумов мутности и расходов воды во время паводков характерно для горных рек с преобладанием дождевого питания. Это происходит вследствие относительно быстрого формирования паводка и концентрированного поступления в русло реки как воды, так и продуктов смыва с водосбора. Обычно в первый паводок после засушливого периода мутность воды при одних и тех же расходах больше, чем при последующих. Возможны также случаи повышения мутности на подъеме, спаде паводка и даже при относительно устойчивых расходах воды главной реки вследствие несовпадения во времени формирования паводков на притоках (реки Кура, Риони, Бзыбь).

Малая мутность на всех реках наблюдается в период питания их грунтовыми водами.

§ 162. Распределение мутности рек на территории СССР

Как отмечалось выше, формирование наносов рек зависит от ряда факторов — зональных и азональных. В связи с этим под влиянием зональных факторов распределение мутности рек на территории нашей страны характеризуется общей тенденцией к широтной зональности, а под влиянием азональных факторов в ряде случаев эта зональность нарушается. В горных районах, где явления эрозии в большей мере зависят от литологического состава пород, слагающих речные бассейны, распределение мутности рек носит более пестрый характер.

Влияние азональных факторов на интенсивность эрозии, главным образом литологического состава пород, слагающих речные бассейны, отчетливо проявляется в горных районах.

Большая часть территории СССР отличается малой средней годовой мутностью рек, меньше 50 г/м^3 (рис. 106, см. вкладку). Южная граница зоны примерно совпадает с южной границей распространения лесной растительности в европейской части СССР и находится несколько севернее в азиатской части. К югу от зоны малой мутности располагается зона с мутностью $50\text{—}100 \text{ г/м}^3$. В европейской части она включает в себя преимущественно черноземную область с неустойчивым увлажнением. Здесь лесная растительность сменяется лесостепью и огромные пространства заняты сельскохозяйственными угодьями. Степные и лесостепные районы Западно-Сибирской равнины, полупустыни Средней Азии и большая часть юга Русской равнины характеризуются мутностью рек $100\text{—}250$ и $250\text{—}500 \text{ г/м}^3$. Местами в этой зоне мутность достигает еще больших величин. Так, например, в междуречье низовьев Волги и Дона в пределах Калачской возвышенности мутность колеблется от 500 до 1000 г/м^3 . Еще большая мутность наблюдается в Предкавказье, где средняя годовая мутность, например р. Калаус, увеличивается до 5000 г/м^3 .

На Кавказе реки восточной части отличаются более высокой мутностью ($2500\text{—}5000 \text{ г/м}^3$), чем западной. Максимальная средняя годовая мутность, равная $11\,800 \text{ г/м}^3$, отмечена у р. Аксай (Дагестан). Высокая мутность рек этой части Кавказа обуславливается наличием легкоразмываемых сланцево-песчаных юрских пород, глинистых сланцев, отложений известняков, песчаников и глин. Наименьшей мутностью на Кавказе ($50\text{—}150 \text{ г/м}^3$) характеризуются реки в области Скалистого хребта Большого Кавказа, от р. Ардена на востоке до р. Белой на западе.

На Алтае мутность рек не выходит за пределы 1000 г/м^3 .

В Средней Азии повышенной мутностью отличаются реки бассейна Амударьи (р. Вахш, правая составляющая Амударьи), где мутность колеблется от 2500 до 4000 г/м^3 . Высокая мутность свойственна также рекам Мургаб, Теджен, Атрек. В водах р. Атрек при выходе из гор содержится более 20 кг/м^3 взвешенных наносов. Для рек Тянь-Шаня характерна невысокая мутность, в особенности в верховьях рек — до 100 г/м^3 .

§ 163. Сток взвешенных наносов

Годовой сток взвешенных наносов рек изменяется в широких пределах. Отдельные реки выносят в конечные водоемы исключительно большое количество взвешенных наносов. Так, например, годовой сток взвешенных наносов Амударьи составляет в среднем 130 млн. т. Повышенным стоком взвешенных наносов отличаются реки бассейна Каспийского моря, в особенности Волга, сток наносов которой у с. Поляна Фрунзе до постройки Куйбышевского водохранилища составлял в среднем 21 млн. т. Значительно меньше взвешенных наносов выносят реки северной части Русской равнины. Годовой сток взвешенных наносов Печоры, несмотря на большую водоносность этой реки, составляет 6,5 млн. т, а Северной Двины еще меньше — 4,3 млн. т. Сравнительно малым стоком взвешенных наносов характеризуются реки бассейна Балтийского моря. Сток взвешенных наносов самой многоводной из них — Невы — составляет всего лишь 0,82 млн. т. В бассейне Черного моря наибольшее количество взвешенных наносов проносит р. Риони — 6,9 млн. т/год. Огромная водоносность Оби и Енисея является причиной относительно высокого стока наносов этих рек, хотя мутность их вод невелика. Так, годовой сток взвешенных наносов Оби 16 млн. т, Енисея 13 млн. т.

Под влиянием водохранилищ, особенно каскадов, аккумулирующих наносы, твердый сток рек уменьшается. Так, по исследованиям М. И. Львовича, твердый сток Волги после создания каскада водохранилищ снизился до 8—9 млн. т в год, т. е. приблизительно в 2,5—3 раза, а твердый сток Дона до 2,8 млн. т, т. е. в 2 раза.

Из всех рек земного шара наибольшим стоком взвешенных наносов отличается Амазонка — около 2,4—3 млрд. т/год (по Парде).

Основная масса наносов проносится реками в период концентрации стока воды: на реках восточноевропейского типа — во время весеннего половодья, на реках дальневосточного и тьянь-шаньского типа — в теплое время года, на реках с паводочным режимом — в периоды прохождения наиболее интенсивных паводков.

§ 164. Изменение мутности и стока наносов по длине реки

По длине реки меняются и расход наносов, и мутность, и распределение наносов по фракциям. Обычно сток наносов возрастает по длине рек, но бывают случаи, когда эта общая закономерность нарушается и сток наносов уменьшается вниз по течению (Амударья). Часть наносов таких рек откладывается постепенно в их поймах, протоках и дельтах.

Мутность больших рек изменяется по их длине довольно своеобразно. Мутность рек, текущих в направлении с севера на юг (реки Русской равнины), обычно увеличивается вниз по течению, что связано с более быстрым нарастанием в этом же направлении интенсивности эрозионных процессов по сравнению с увеличением водности рек. Напротив, для рек, текущих с юга на север (Обь, Енисей,

Лена), обогащение материалами смыва происходит значительно медленнее вниз по течению, чем увеличение их водности, в связи с чем мутность таких рек вниз по течению уменьшается. Так, например, средняя годовая мутность Оби у Новосибирска 245 г/м³, у Калпашова она снижается до 113 г/м³, у Салехарда падает до 34 г/м³.

§ 165. Влекомые наносы

Влекомыми наносами называются те, которые перемещаются в придонном слое потока. Твердые частицы, лежащие на дне, подвергаются силе гидродинамического, или лобового, давления $P_{\text{л}}$. Эта сила пропорциональна скорости придонного течения и выражается равенством

$$P_{\text{л}} = a \frac{\gamma}{g} v_{\text{нач. дон}} \Omega, \quad (149)$$

где a — коэффициент пропорциональности; $v_{\text{нач. дон}}$ — начальная скорость влечения у дна; Ω — площадь сечения частицы, перпендикулярного направлению течения; g — ускорение силы тяжести; γ — удельный вес воды.

Движению частицы будет противодействовать сила трения $P_{\text{т}}$ ее о дно. Она пропорциональна силе тяжести P_g :

$$P_{\text{т}} = f P_g = f V (\gamma_s - \gamma), \quad (150)$$

где f — коэффициент трения; V — объем частицы; γ_s и γ — соответственно удельный вес частицы и воды. Начальный момент движения отвечает равенству $P_{\text{л}} = P_{\text{т}}$.

Таким образом, влечение частиц по дну обуславливается донной скоростью потока и размерами частицы. Эта общая закономерность отражена в простой формуле Эри, имеющей вид

$$W = A v^6, \quad (151)$$

где W — вес частицы, влекомой потоком; v — природная скорость потока; A — коэффициент пропорциональности.

Формула Эри показывает, что если скорость потока увеличится в 3 раза, то вес частицы, передвигающейся при этой скорости, увеличится в 729 раз. Вот почему на равнинных реках влекомые наносы состоят преимущественно из песка различной крупности, горные же реки переносят гравий, гальку, крупные валуны.

Для практических целей бывает необходимо определить начальную среднюю скорость потока, при которой начинается размыв донных отложений. В этом случае, заменяя донную скорость потока средней, необходимо учесть глубину потока. С увеличением глубины увеличивается и средняя скорость, при которой начинается перемещение наносов. Для расчета этой скорости разработан ряд формул. Так, формула Г. И. Шамова имеет вид

$$v_{\text{нач}} = 4,4 d^{1/3} H^{1/6}, \quad (152)$$

где d — средний диаметр частиц донных отложений в метрах; H — средняя глубина в метрах.

Движение твердых частиц в придонном слое потока происходит в виде скольжения или перекачивания и перескакивания (сальтации). Такой характер движения осуществляется главным образом под влиянием восходящих вихрей и несимметричного обтекания твердой частицы струями воды. Частицы, оторвавшись от дна, могут находиться некоторое время во взвешенном состоянии и вновь опускаться на дно. В этом проявляется условность подразделения наносов на влекомые и взвешенные. Крупность влекомых наносов изменяется по сезонам года, возрастая при паводках и уменьшаясь в межень. При больших скоростях течения влекомые наносы движутся большими массами. Размеры влекомых наносов постепенно уменьшаются по длине рек с уменьшением скоростей вниз по течению.

Количество влекомых наносов в равнинных реках мало. Они транспортируют преимущественно взвешенные наносы. В горных реках доля влекомых наносов велика и при больших скоростях составляет основную часть твердого стока реки.

В горных районах, чаще на небольших реках или временных потоках с малыми площадями водосборов, возникают кратковременные паводки, несущие огромные скопления наносов. Эти скопления твердого материала придают потоку характер грязевого, грязекаменного или водно-каменного. Потоки эти называются селями. Образуются сели в результате выпадения интенсивных дождей, реже — интенсивного снеготаяния. Необходимым условием для образования селя является обилие накопленного материала выветривания на водосборе и быстрый снос его в русло. Поэтому литологический состав пород, слагающих горные области, крутые склоны гор и значительные уклоны потоков имеют большое значение в формировании селей. Отсутствие растительности и оголенность склонов способствуют усилению эрозии, а следовательно, и образованию селей. Движение селевых потоков носит пульсирующий заторный характер. Заторы возникают на отдельных участках русла. При прорыве затора по реке проносится селевой поток, насыщенный наносами и обладающий большой разрушительной силой. Заторы повторяются. Таким образом, сель представляет собой поток, проходящий по реке в виде последовательных валов или волн. Продолжительность селей различна — от нескольких минут до нескольких часов. Во время прохождения селей происходят интенсивные процессы размыва русла и отложения наносов. Сель относится к опасным явлениям природы. Подробнее ознакомиться с селями можно по книге С. М. Флейшмана «Сели» (Л., Гидрометеиздат, 1970).

ГЛАВА 36. СТОК РАСТВОРЕННЫХ ВЕЩЕСТВ

§ 166. Химический состав речных вод

По классификации О. А. Алекина, все природные воды, в том числе и речные, делятся по преобладающему аниону на три класса: гидрокарбонатные и карбонатные — воды с преобладанием аниона

$\text{HCO}_3' + \text{CO}_3$, сульфатные — с преобладанием аниона SO_4'' и хлоридные — с преобладанием аниона Cl' . Каждый класс по преобладающему катиону делится на три группы: кальциевую, магниевую и натриевую. Большинство рек земного шара принадлежит к гидрокарбонатному классу. Значительно меньше рек сульфатного, еще меньше хлоридного класса.

По степени минерализации Алекин подразделяет воды на четыре ступени: малой минерализации (до 200 мг/л), средней минерализации (200—500 мг/л), повышенной минерализации (500—1000 мг/л) и высокой минерализации (более 1000 мг/л). Минерализация речных вод в основном малая и средняя.

Большая роль в формировании химического состава речных вод принадлежит источникам питания рек. Питание за счет подземных вод всегда вызывает повышение минерализации речных вод. Питание за счет снеговых и дождевых вод снижает минерализацию. Снеговые и дождевые воды стекают по хорошо перемертым почвам, содержащим меньшее количество легкорастворимых солей, чем породы, с которыми соприкасаются подземные воды. Вот почему при питании дождевыми и главным образом снеговыми водами в составе речных вод преобладают ионы HCO_3' , Ca'' , Mg'' . При переходе реки на подземное питание происходит относительное увеличение ионов легкорастворимых солей SO_4'' и Cl' . Изменение минерализации и ионного состава речных вод в зависимости от различного соотношения источников питания определяется в значительной степени характером почв их бассейнов. По мере перехода от зоны избыточного увлажнения к зоне недостаточного увлажнения, из районов распространения северных болотисто-торфяных и подзолистых почв к областям распространения черноземов, сероземов и каштановых почв, минерализация дождевых и снеговых вод, стекающих по этим почвам, постепенно увеличивается, а следовательно, увеличивается и минерализация речных вод, причем главным образом за счет ионов SO_4'' и Cl' . Слабой минерализацией отличаются реки, собирающие воду с заболоченных водосборов. Воды этих рек содержат большое количество гуминовых веществ, окрашивающих воду в желто-коричневый цвет.

Наглядное представление об ионном составе речной воды в период летней межени на территории СССР дает гидрохимическая карта (рис. 107).

В течение года в соответствии с различными условиями питания и под воздействием метеорологических факторов химические свойства речных вод могут меняться. В периоды поверхностного питания минерализация снижается, в межень при переходе на питание подземными водами, наоборот, возрастает. При сезонных изменениях минерализации речных вод меняются и соотношения между ионами. В результате некоторые реки в различные сезоны могут переходить по химическому составу из одного класса в другой. Примером могут быть воды Амударьи.

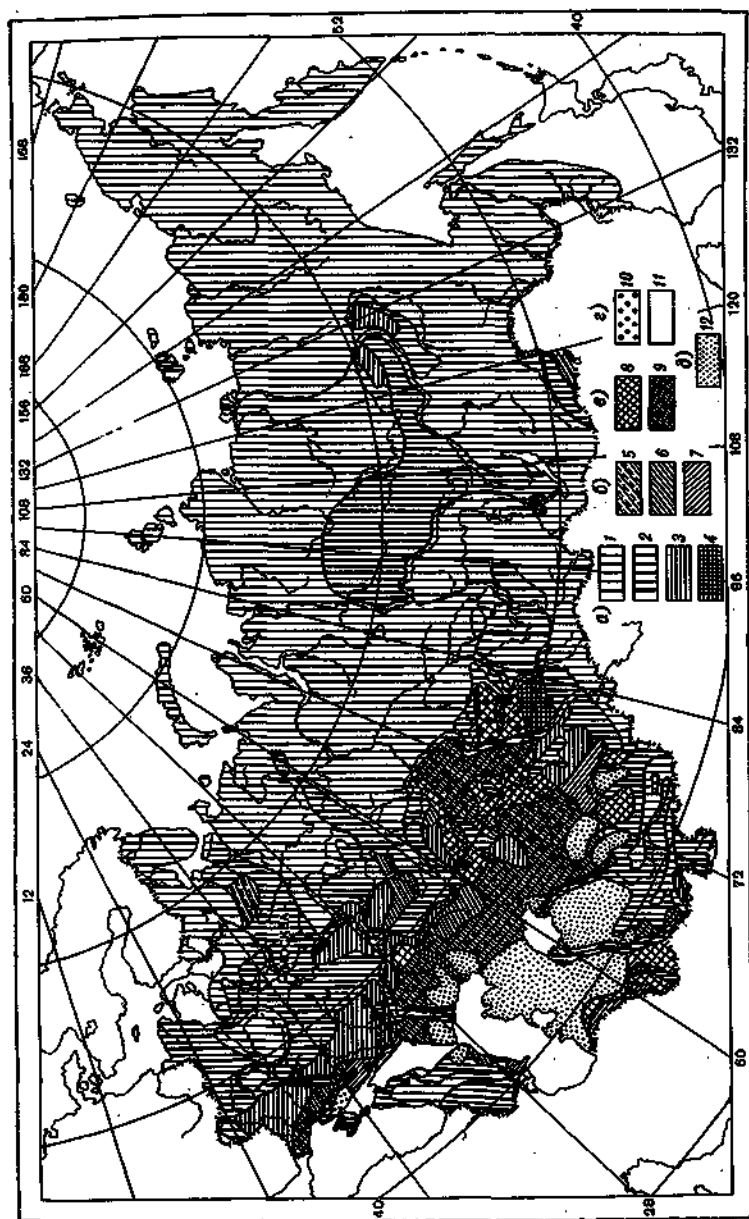


Рис. 107. Гидрохимическая карта СССР, отнесенная к периоду низких уровней теплого времени года (по О. А. Алекину).

а — воды гидрокарбонатного класса с суммой ионов: 1) до 200 мг/л, 2) 200—500 мг/л, 3) 500—1000 мг/л, 4) более 1000 мг/л; б — воды сульфатного класса с суммой ионов: 5) 200—500 мг/л, 6) 500—1000 мг/л, 7) более 1000 мг/л; в — воды хлоридного класса с суммой ионов: 8) 200—500 мг/л, 9) более 1000 мг/л; г — речные воды: 10) Na, 11) Ca; д — области, лишенные местной речной сети (12).

§ 167. Сток растворенных веществ

Основную массу растворенных веществ составляют главные ионы; микроэлементы и биогенные вещества занимают малую долю в растворе речных вод, и сток их менее изучен. Поэтому в дальнейшем под стоком растворенных веществ понимается сток главных ионов, или ионный сток. Суммарный ионный сток определяется, с одной стороны, минерализацией речных вод, с другой — величиной жидкого стока.

Ионный сток $R_{\text{и}}$ рассчитывается по формуле

$$R_{\text{и}} = AQC, \quad (153)$$

где Q — расход воды в $\text{м}^3/\text{с}$, средний за период T ; C — концентрация ионов, или их сумма $\sum \text{и}$, в мг/л ; A — коэффициент размерности. При расчете ионного стока в тоннах за год $A = 31,54$.

Кроме абсолютной величины ионного стока, применяется еще и относительная характеристика его в виде модуля стока растворенных веществ, выражаемого обычно в тоннах с единицы площади за единицу времени ($\text{т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$).

Сток растворенных веществ в устьях некоторых больших рек достигает внушительных размеров (табл. 26).

Таблица 26

Средний годовой ионный сток некоторых рек СССР (по О. А. Алекину, 1970)

Река	Площадь бассейна, тыс. км ²	Ионный сток, млн. т/год	Река	Площадь бассейна, тыс. км ²	Ионный сток, млн. т/год
Лена	2420	59,8	Сырдарья	219	9,51
Волга	1350	54,4	Амур	1620	9,11
Енисей	2470	43,2	Днепр	464	7,64
Обь	2450	33,8	Кура	178	5,20
Амударья	237	19,3	Печора	259	5,66
Северная Двина	350	13,8	Кубань	61,5	3,04

Основная масса растворенных веществ выносится реками с территории СССР в океаны (72%) и значительно меньшая часть — в конечные водоемы областей внутреннего стока. Наибольший ионный сток приходится на долю бассейна Северного Ледовитого океана (201,6 млн. т/год), что объясняется наибольшим жидким стоком в этот океан. Меньшее количество растворенных веществ выносится реками СССР в Атлантический и Тихий океаны. Наибольшей величиной показателя ионного стока, характеризующего наибольшую интенсивность химической эрозии, отличаются области внутреннего стока (29,2 т/(км²·год)) и бассейн Атлантического океана (24,2 т/(км²·год)). Показатель ионного стока в бассейне Тихого океана относительно мал (9,8 т/(км²·год)). Особенно большим показателем ионного стока растворенных веществ отличается бассейн Аральского моря — 64,5 т/(км²·год).

Общий ионный сток с территории СССР составляет около 384 млн. т/год, средний модуль ионного стока $17,8 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$.

Зависимость стока растворенных веществ от жидкого стока в значительной мере предопределяет внутригодовое распределение ионного стока. На реках восточноевропейского типа основная часть растворенных веществ приходится на период весеннего половодья, на реках с половодьем в теплое время года (тянь-шаньский тип) — на лето.

ГЛАВА 37. РУСЛОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

§ 168. Основные понятия. Взаимодействие потока и русла

Основными характеристиками русла являются: продольный и поперечный профиль, плановые очертания и распределение глубин в нем. Речное русло подвержено изменениям, или деформациям. Непрерывные изменения морфологического строения речного русла и поймы, происходящие под действием текущей воды, называются русловым процессом.

Проявляется русловой процесс в виде эрозии — размыва русла и поймы, переноса и аккумуляции наносов. Направленность процесса деформации русла определяется соотношением между расходом наносов и транспортирующей способностью потока и, таким образом, связана с комплексом природных условий не только данного участка реки, но и водосбора в целом. Климатические условия и свойства подстилающей поверхности бассейна реки обуславливают объем и режим жидкого стока и формирование твердого стока. Последний проявляется в виде переотложений наносов, с которыми связана деформация русла. Сток воды, кроме того, определяет характер местных гидравлических воздействий потока на русло. Эти воздействия меняются вместе с режимом стока.

Поток, протекающий в русле, вызывает изменения в его очертаниях, распределении глубин и характере продольного профиля реки. Со своей стороны форма русла оказывает воздействие на распределение течений и их скоростей. Таким образом, поток и русло находятся в постоянном взаимодействии, и русловые деформации являются выражением этого взаимодействия. Несмотря на различия природных условий в бассейне той или иной реки, различия в режиме стока воды и наносов, в результате взаимодействия между потоком и руслом вырабатываются некоторые типические черты морфологического строения речного русла. Знание природных условий и закономерностей взаимодействия между потоком и руслом позволяет путем возведения искусственных выправительных сооружений сознательно управлять потоком, перемещением наносов в речном русле и способствовать созданию нужных для хозяйственного использования реки его форм.

Основы учения о русловом процессе как взаимодействии между потоком и руслом были заложены в конце XIX — начале XX столе-

тия в трудах В. М. Лохтина, Н. С. Лелявского, М. Фарга в связи с работами по улучшению судоходных условий рек, а также в трудах М. А. Великанова.

Лохтин исследовал влияние уклона водной поверхности, изменения водности потока и сопротивляемости размыву грунтов, слагающих русло реки, на перемещение наносов и формирование русловых форм. Лелявский занимался исследованием речных течений (см. § 120), влияющих на распределение глубин в речном русле.

В дальнейшем наметились два направления в изучении руслового процесса: гидродинамическое, рассматриваемое обычно в курсах гидродинамики и гидравлики, и гидролого-морфологическое. Последнее направление получило развитие в работах Н. И. Маккавеева, Н. Е. Кондратьева и И. В. Попова.

§ 169. Плановые очертания речных русел и их изменения

Плановые очертания речных русел отличаются значительным разнообразием и вместе с тем для них характерна отчетливо выраженная извилистость. В процессе формирования извилистого русла большую роль играют поперечные течения, которые возникают как при искривлении динамической оси потока, так и особенно в условиях уже возникшей извилистости русла (см. § 120).

Существуют различные соотношения между очертаниями долины (орографическая извилистость) и очертаниями речных русел (гидрографическая извилистость). В одних случаях имеет место совпадение орографической и гидрографической извилистости, реки как бы повторяют очертания своих долин. Примером могут служить верхние части течений Оки и Дона, реки Днестр, Ужга, Вишера, Чусовая и др. на участках долин, сложенных трудноразмываемыми породами. Для рек этого типа характерно отсутствие или слабое развитие поймы.

В других случаях наблюдается неполное совпадение орографической и гидрографической извилистости. Склоны долин лишь отчасти ограничивают образование извилин.

Наиболее распространенным случаем является полное несовпадение орографической и гидрографической извилистости. Река протекает по широкому дну долины и может перемещать свое русло на большом пространстве, образуя обширную пойму, изобилующую старицами.

Значительно реже встречаются речные русла, характеризующиеся отсутствием извилин или слабой извилистостью. Русла таких рек способны перемещаться в пределах дна долины почти параллельно самим себе. Пойма в этом случае может быть довольно широкой. На ней располагаются старицы, также прямолинейные или слабоизвилистые и параллельные руслу реки. Такой тип русел встречается чаще всего в долинах прорыва или на участках входа реки в сужение долины. Поймы на таких суженных участках долины узкие.

Определенный тип излучин называется меандрами. Этот термин вошёл в гидрологическую литературу по греческому названию р. Меандр (Турция). Процесс меандрирования, заключающийся в изменении плановых очертаний русла во времени, очень сложен. Существует несколько гипотез образования меандр. В современной гидрологической литературе (Н. Е. Кондратьев, И. В. Попов и др.) этот процесс получил следующее объяснение.

Образование и развитие меандр возможно на реках с незарегулированным естественным режимом, с хорошо выраженным паводком (паводками) и повышенным стоком наносов. В этих условиях плановые деформации русла связаны с формированием поймы.

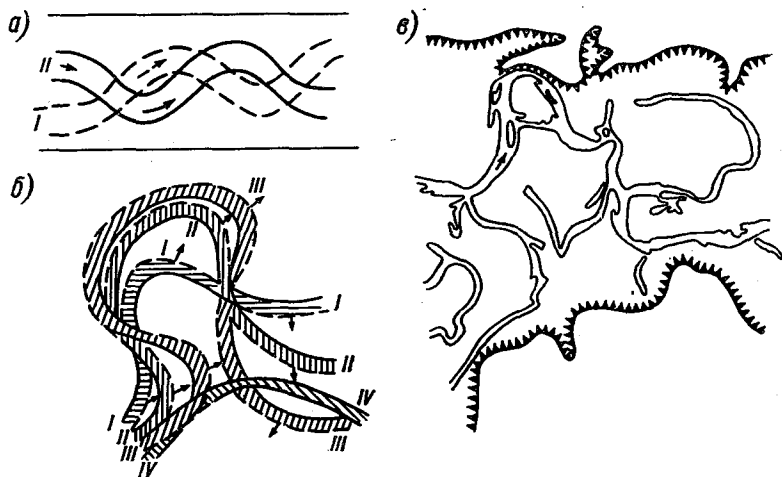


Рис. 108. Типы меандрирования.

а — ограниченное меандрирование, *б* — свободное меандрирование, *в* — незавершенное меандрирование (по И. В. Попову).

В зависимости от ширины дна долины и ширины поймы процесс меандрирования проявляется в различных формах.

1. На реках с узкой поймой русло в плане имеет слабоизвилистую форму, близкую к синусоидальной (рис. 108 *а*). Амплитуда этой синусоиды определяется шириной долины, склоны которой ограничивают возможность ее увеличения. Плановые деформации проявляются в виде беспрепятственного сползания излучины вниз по течению реки без существенных изменений в очертаниях и размерах. В течение некоторого достаточно длительного промежутка времени меандра должна переместиться на всю свою длину, и в результате участки выпуклого и вогнутого берега русла поменяются местами. Сползание излучин происходит вследствие размывания вогнутого берега русла под некоторым углом к оси потока и отложений материала размыва у выпуклого берега. Такой процесс меандрирования носит название ограниченного меандрирования.

2. На участках рек с широкими долинами склоны долин не являются препятствием для перемещения русла по их дну в направлении, перпендикулярном направлению долины. Беспрепятственный размыв вогнутых берегов приводит к постепенному изменению формы излучины и превращению ее из первоначальной синусоидальной в петлеобразную. Сначала излучины имеют тенденцию сползать вниз по течению, как и при ограниченном меандрировании. Но в последующие стадии сползание излучин сменяется их расширением и разворотом вокруг некоторых точек, близких к перегибу русла к смежной излучине (рис. 108 б). Излучина принимает округлые очертания, часто асимметричные, превращающиеся в конечной стадии в петлеобразную форму. Завершается этот процесс деформации прорывом перешейка между вершинами двух смежных меандр и превращением отчлененной части русла в старицу. После прорыва перешейка постепенно возникает новая излучина. Возобновляется прежний цикл развития меандры. Этот тип меандрирования назван свободным меандрированием.

3. На реках с низкими поймами и большими глубинами их затопления обычно полный цикл меандрирования, характерный для свободного меандрирования, не наблюдается. Прорыв достаточно широкого еще перешейка и спрямление русла происходят до того, как произойдет сближение вершин двух смежных излучин. Русло раздваивается. Спряmlенный рукав (проток) формируется в понижениях рельефа поймы, при выходе воды на пойму и размыве ее поверхности. Обычно этот рукав превращается в главное русло, а старое главное русло отмирает. Этот тип меандрирования назван незавершенным меандрированием (рис. 108 в). На крупных реках спрямление происходит в течение нескольких лет (Иртыш) и нескольких десятков лет (Обь, Ока, Волга).

Прорывы перешейка, спрямление русла приводят к усилению интенсивности размыва русла, увеличению местного твердого стока и последующему отложению наносов на нижерасположенном участке, что в свою очередь может вызвать перераспределение уклонов и изменение характера русловых деформаций. На характер перемещения русла, естественно, оказывают влияние ограничивающие факторы: трудноразмываемые породы склонов долины, формы ее, унаследованные рекой и созданные ранее существующим потоком с иными гидравлическими особенностями, чем те, которые свойственны современному потоку.

Описанные случаи развития меандр являются лишь схемой сложного процесса. В природных условиях можно встретить многие разновидности этого явления.

§ 170. Морфологические элементы речных русел и пойм и распределение глубин в них

Распределение глубин в руслах рек зависит от распределения в них эрозионно-аккумулятивных образований — русловых форм.

Простейшей формой русловых образований являются гряды —

скопления песчаных, иногда галечных наносов на дне русла. В грядках выделяются следующие элементы: верховой (лобовой) и низовой (тыловой) откосы, гребень, подвалье, высота и длина гряды. Все элементы гряды представлены на рис. 109 а. Гряды — подвижные образования. Схематически механизм их перемещения может быть представлен следующим образом. Поток, обтекающий гряду, отрывается от гребня и образует в подвалье вихревое движение с горизонтальной осью вращения. Донные частицы, смытые потоком с лобового ската, попадают в подвалье. Встречным течением вихря эти частицы из подвалья вымываются и прижимаются к тыловому скату гряды; происходит наращивание гряды и перемещение ее вниз по течению (рис. 109 б). Таким образом, перемещение гряд следует рассматривать как форму перемещения наносов по дну русла, сложенного песчаными (или галечными) отложениями. Размеры гряд колеблются в широких пределах: высоты изменяются от нескольких сантиметров на малых реках до 5—6 м на крупных (р. Обь), длина — от сотых долей метра до 3 км и более.

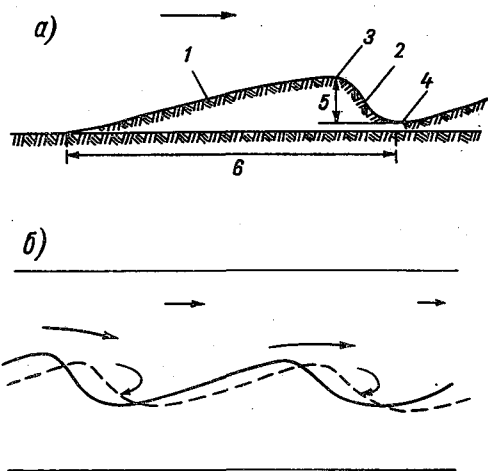


Рис. 109. Основные элементы гряды (а) и схема ее перемещения (б).

1 — лобовой откос, 2 — низовой откос, 3 — гребень, 4 — подвалье, 5 — высота, 6 — длина гряды.

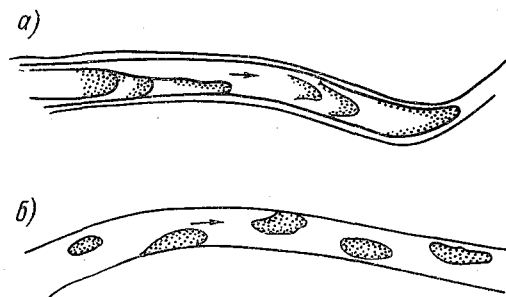


Рис. 110. Ленточные гряды (а) и побочни (б).

На многих равнинных реках наблюдаются гряды, размеры которых соизмеримы с размерами русла потока. Одни из них располагаются под некоторым углом к оси потока, другие представляют одиночные образования, занимающие почти всю ширину русла. Это так называемые ленточные гряды (рис. 110 а).

Разновидностью гряд являются побочни. Они представляют собой часть перекошенной в плане ленточной гряды, обсыхающей

Массовым распространением отличаются малые гряды, размеры которых несоизмеримы с размерами русла. Иногда они напоминают барханы, располагающиеся в шахматном порядке. Малые формы русловых образований определяют степень шероховатости дна.

в межень. Побочни располагаются обычно парами на обоих берегах в шахматном порядке относительно друг друга (рис. 110 б).

Другой разновидностью песчаных гряд являются осередки. Они представляют собой мощные скопления наносов в средней части русла в виде песчаных отмелей или подвижных островов. Осередки обычно вытянуты вдоль по реке и отделены от берегов протоками. В межень осередки обсыхают.

Более сложными формами русловых образований являются перекаты и поймы.

Перекат — мелководный участок русла, образованный наносной песчаной грядой, пересекающей русло под некоторым углом к общему направлению течения и соединяющей в межень два побочня — право- и левобережный. Для равнинных рек характерно

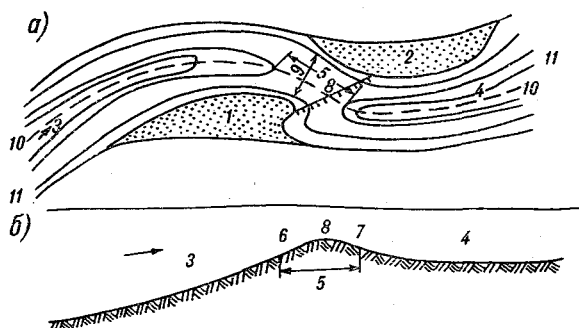


Рис. 111. Схема переката.

а — план, б — продольный профиль; 1 — верхняя коса, 2 — нижняя коса, 3 — верхняя плёсовая ложина, 4 — нижняя плёсовая ложина, 5 — седловина, 6 — напорный скат, 7 — подвалье, 8 — гребень, 9 — корыто, 10 — фарватер, 11 — изобаты.

чередование перекатов и плёсов — более глубоководных участков русла по сравнению с выше- и нижерасположенными мелководными — перекатами. На рис. 111 представлены отдельные части переката.

Перекаты образуются там, где имеются благоприятные условия для аккумуляции наносов. Такие условия создаются при уменьшении транспортирующей способности потока под влиянием либо уменьшения скоростей течения, либо резкого местного увеличения твердого стока. Уменьшение скоростей течения наблюдается в местах выхода горных рек на равнину, в местах резкого расширения русла потока, в результате подпора под влиянием сужения долины, впадения крупных притоков. Увеличение твердого стока наиболее отчетливо проявляется при впадении притоков, несущих большое количество наносов (перекаты в этом случае возникают ниже впадения притоков), а также в случае выноса наносов оврагами.

На равнинных реках чередование плёсов и перекатов тесно связано с плановыми очертаниями русла: плёс обычно располагается в изгибах русла, перекат — на спрямленном участке, соединяющем

две смежные излуины. У вогнутого берега под влиянием поперечной циркуляции происходит размыв русла, на спрямленном участке — отложение части размытого материала. Эти явления характерны для периода половодья, когда уклоны и скорости больше на плёсах по сравнению с перекатами. В межень вследствие перераспределения уклонов (см. § 130) перекаты размываются. Подобное объяснение этого явления впервые было дано еще В. М. Лохтиным (1897 г.). К. И. Россинский и И. А. Кузьмин приводят более общее объяснение сезонной деформации перекатов и плёсов независимо от плановых очертаний русла. При одинаковом повышении уровня на плёсах и перекатах весной площади живых сечений на перекатах в относительном выражении увеличиваются больше, чем на плёсах, так как их «начальная» площадь живого сечения была меньше (меньшие глубины). В связи с этим относительное увеличение скоростей при одинаковом увеличении расходов на плёсах больше, чем на перекатах. Таким образом, транспортирующая способность потока на плёсах оказывается больше, чем на перекатах, и, следовательно, в период половодья на плёсовых участках происходит размыв русла, на перекатах — отложение наносов. В межень при обратном соотношении скоростей на перекатах происходит размыв русла, а на плёсах — отложение размытого материала.

Периодические колебания отметок дна на перекатах достигают больших величин. Размыв гребней перекатов происходит не только в период летней межени, но и зимой при ледоставе, в особенности если последний образовался при низких уровнях. На одном из перекатов Волги зимой дно оказалось размытым в глубину на 3 м. Весной отметки дна переката достигли прежних значений.

Как уже отмечалось ранее, распределение глубин в речном русле тесно связано с его плановыми очертаниями. Это обстоятельство получило отчетливое выражение в так называемых «законах» Фарга.¹ Сущность их сводится к следующим положениям.

1. Самая глубокая часть плёса и самая мелкая часть переката сдвинуты относительно точек наибольшей и наименьшей кривизны вниз по течению приблизительно на четверть длины плёс + перекат.

2. Плавному изменению кривизны соответствует плавное изменение глубины; всякое резкое изменение кривизны вызывает резкое изменение глубины.

3. Чем больше кривизна, тем больше глубина.

4. С увеличением длины кривой излуины до некоторого предела глубины при данной кривизне сначала возрастают, а затем убывают; для каждого участка реки существует некоторое среднее значение длины кривой, при которой глубины становятся наибольшими.

В ряде случаев правила Фарга нарушаются, в особенности, если русло реки сложено разнородными грунтами.

Пойма формируется в результате отложений переносимых потоком наносов и плановых деформаций его русла.

¹ Точнее «законы» Фарга следует называть не законами, а правилами.

В период половодья (паводков) речная вода выходит из берегов меженного русла и затопляет пойму. Таким образом, руслом потока в этот период является меженное русло вместе с поймой. При высоких уровнях и при их спаде интенсивной деформации подвергаются как русло, так и пойма. Эти деформации совершаются в процессе обмена наносами между руслом и поймой. В меандрирующих руслах усиливается размыв вогнутого берега излучины и происходит отложение наносов у выпуклого. Формируются пляжи. По форме они напоминают побочни, но, в отличие от последних, являются относительно неподвижными образованиями, перемещающимися вместе с излучиной. Вдоль внешнего края пляжа возникают заструги и косы. Эти наносные образования являются результатом причленения к берегу на спаде уровня перемещающихся при более высоком стоянии уровня песчаных гряд. Оконечности этих гряд, обсыхая, образуют заструги. Последние, разрастаясь, превращаются в длинные, вытянутые по течению скопления наносов — косы. Располагаются они под некоторым углом к берегу, более острым при больших скоростях течения. Вытянутое водное пространство между косой и берегом называется **затоном**.

Косы и пляжи зарастают растительностью, что усиливает аккумуляцию наносов при последующем затоплении. Они увеличиваются в размерах и постепенно способствуют образованию береговых валов. Эта форма наносного образования характерна для рельефа поймы. По мере роста берегового вала в высоту создаются условия для образования второго ряда береговых валов. Постепенно валы оказываются удаленными от современного русла на то или иное расстояние. Береговые валы формируются в различные отрезки времени: от одного года (реки Чулым, Или) до нескольких десятков лет (р. Тавда).

Современный рельеф поймы оказывается весьма сложным. Ее поверхность может быть расчленена протоками, старицами, расположенными между гривистыми повышениями, часто дугообразной формы. Очевидно, при разных типах плановых деформаций русла будут создаваться и различные типы пойм, на что обращают внимание многие исследователи.

Условно в пойме выделяют три части: прирусловую — более повышенную часть, центральную — несколько более низкую и ровную и притеррасную — наиболее пониженную, имеющую вид заболоченной ложбины, прилегающей к коренному склону долины или террасы. Все сказанное справедливо по отношению к равнинным рекам. Русловые деформации горных рек менее изучены.

§ 171. Типы русловых процессов

При всем многообразии русловых процессов можно выделить определенные их типы. Н. Е. Кондратьев и И. В. Попов выделяют следующие типы русловых процессов.

Ленточно-грядовый тип руслового процесса. При этом типе ленточные гряды сохраняют свою целостность во все фазы вод-

ного режима и только несколько изменяют свои размеры и скорость сползания. Плановых деформаций русла почти не происходит. Скорость сползания ленточной гряды нередко достигает 200—300 м/год. Этот тип руслового процесса наблюдается на участках рек, где отсутствует пойма и склоны долины, сложенные трудноразмываемыми породами, исключают возможность размыва берегов.

Побочный тип руслового процесса. При этом процессе происходит сползание в половодье по руслу крупных песчаных, перекошенных в плане гряд. В межень наиболее возвышенные их части обсыхают и образуются неподвижные в это время побочни. Поток, обтекая побочни, становится извилистым. Часть перекошенной гряды остается затопленной и образует гребень переката. Течение потока приобретает характер переливания через гребень перекошенной гряды из одного плёса в другой. Гребень переката размывается, а в плёсовой ложине происходит отложение размытого материала. При этом типе процесса также отсутствуют плановые деформации русла и не образуются поймы. Встречается побочный тип руслового процесса на участках рек, стесненных склонами долины.

Типы русловых процессов ограниченного, свободного и незавершенного меандрирования характеризуются, как указывалось (см. § 169), плановыми деформациями русла и развитием поймы. К свободно меандрирующим рекам относятся многие малые и средние реки равнин, нижние участки крупных рек (Кубань, Кура, Сырдарья, Или и др.). Реки с ограниченным меандрированием встречаются в пределах Среднерусской и Волыно-Подольской возвышенностей, на северо-западе и севере Европейской территории СССР (Западная Двина, Нарова, Онега и др.).

Осередковый тип процесса. На участках, где развивается этот тип руслового процесса, река переносит большое количество влекомых наносов и образует широкое и распластанное русло, по которому беспорядочно сползает ряд крупных, разобщенных гряд. Гряды эти в межень при понижении уровня образуют разбросанные по всей ширине русла осередки, при обсыхании — острова. Протоки между островами меандрируют, в результате чего острова могут перемещаться как вдоль по реке, так и поперек нее. Образуется многоорукавное русло. Осередковый тип процесса часто встречается на участках рек при выходе их из гор, в приустьевых участках. Разновидностью осередкового типа процесса являются блуждающие русла. Они возникают при очень большой подвижности влекомых наносов и больших скоростях течения. Перемещение наносов в этих условиях приобретает беспорядочный характер. Образование русловых форм (гряд, отмелей, побочней) происходит очень интенсивно. Русло начинает блуждать в пределах дна долины, расплываясь и приобретая несколько динамических осей, положение которых меняется в короткие сроки. На глазах наблюдателя (в течение суток, часов) происходит размыв берега и смещение русла (до 10—15 м/сут на р. Амударье в районе Ходжейли). Горные реки, протекая в широких долинах, способны в столь же короткие сроки

Дельты выполнения образуются при впадении рек в какой-либо залив или бухту. Дельта энергично нарастает, наносы заполняют защищенную от действия моря бухту и только после этого выносятся в море. Примерами таких дельт могут служить дельты Кубани, Дона и др.

Выдвинутые дельты образуются в устьях рек, впадающих в море на участках с открытыми выпуклыми берегами. Таковы дельты Волги, Урала, Хуанхэ, Нила и др.

Лопастные дельты образуются в устьях рек, впадающих в море длинными и узкими рукавами, несущими большое количество наносов. Лопастные дельты характерны, например, для Миссисипи и Куры.

Клювовидные дельты названы так потому, что они своими очертаниями напоминают клюв птицы. Примером может служить устье р. Сулак, впадающей в Каспийское море.

Сложные дельты образуются при соединении вместе двух дельт, как, например, у рек Ганга и Брахмапутры.

Бухтовые дельты образуются при впадении реки в лагуну — участок моря, отделенный от моря косой. Примером может служить дельта р. Камчатки.

При впадении одной реки в другую возникает подпор, достигающий максимума в периоды половодья и паводков. Совпадение или несовпадение фаз водного режима создает различный характер взаимодействия главной реки и притока. При совпадении половодий на обеих реках подпорное влияние оказывается наименьшим. При несовпадении же этих явлений подпор бывает значительным, причем чем больше разница во времени прохождения половодья на обеих реках, тем сильнее выражено подпорное влияние их друг на друга. Подпор на притоке распространяется на десятки, а иногда даже и на сотни километров.

При нарастании подпора могут возникнуть обратные уклоны и обратное течение. Примером может служить р. Сухона, вытекающая из Кубенского озера. При прохождении половодья на р. Вологде, притоке р. Сухоны, создается подпор на главной реке выше устья р. Вологды. Уровни р. Сухоны повышаются настолько, что отметки их становятся больше отметок уровня Кубенского озера, и возникает обратное течение на р. Сухоне в сторону Кубенского озера. Когда же уровень воды в озере повысится вследствие притока вод рек, впадающих в него, а уровни воды в устье р. Вологды понизятся в результате прекращения половодья, на рассматриваемом участке обратное течение сменится нормальным.

Под влиянием подпора скорости течения уменьшаются, происходит аккумуляция наносов, прежде всего влекомых, а затем и наиболее крупных фракций взвешенных, что в ряде случаев приводит к образованию перекатов, а иногда рукавов в устьевых участках притоков.

При запаздывании половодья на главной реке по отношению к времени его прохождения на притоке в устье последнего возникают повышенные уклоны и большие скорости. Происходит усилен-

ный размыв русла. В итоге образуются переуглубленные устьевые участки русла притока.

При впадении в озеро на режим устьевой части реки оказывают влияние главным образом уровенный режим озера и стонно-нагонные явления в озере. Уровни воды в озерах перед половодьем на реках, впадающих в них, обычно низкие. Волна половодья, аналогично тому как это происходит на притоках, впадающих в реку, при несовпадении фаз водного режима вызывает в устьевом участке реки перед впадением в озеро переуглубление русла. Размыв этих участков прекращается с падением уровней и уменьшением донных скоростей, неспособных уже размывать ложе реки. На переуглубленных участках в промежутках между половодьями наблюдается тихое течение и происходит отложение наносов, которые сносятся в озеро в период половодья. После подъема уровней воды в озере до наивысших отметок устьевой участок реки находится в подпоре, который может усиливаться нагонными явлениями. Реки, несущие достаточное количество наносов, образуют при впадении в озеро дельту, аналогичную дельте, образующейся при впадении в море.

При относительной стабильности водного режима озера и реки, впадающей в него, режим устьевого участка реки отличается однообразием, а русло реки — устойчивостью. Примером могут служить реки Свирь и Волхов.

ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА

ГЛАВА 38. ОЗЕРНЫЕ КОТЛОВИНЫ, ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ И ЭЛЕМЕНТЫ

§ 173. Общие понятия

Озера — естественные водоемы с замедленным водообменом. К водоемам замедленного водообмена относятся также и искусственные водоемы — водохранилища (см. гл. 46).

По характеру водообмена озера делятся на две большие группы: сточные и бессточные.

Сточными называются озера, сбрасывающие часть своих вод в виде речного стока, бессточными — озера, лишенные стока воды. К сточным озерам относится большинство озер районов влажного и умеренного климата. Бессточные озера характерны для засушливых районов.

Частным случаем сточных озер являются проточные озера, у которых одна из рек, впадающих в озеро, приносит примерно столько же воды, сколько выносит река, вытекающая из озера. Примерами проточных озер служат оз. Зайсан, Кубенское, Чудское.

Иногда сток из озер наблюдается периодически, во время наибольшего притока вод в озеро. Такие озера называются временно сточными или озерами с перемежающимся стоком.

Сточное озеро обладает различной интенсивностью водообмена, или проточности, играющей большую роль во всех процессах — гидрологических, биологических и химических, протекающих в озере. По Б. Б. Богословскому, интенсивность водообмена D характеризуется отношением объема воды в озере V к объему воды W , вытекающей из него,

$$D = \frac{V}{W}. \quad (154)$$

Чем меньше D , тем быстрее обменивается вода в озере.

§ 174. Происхождение озер, типы озерных котловин и их преобразование

В понятии «озеро» котловина и водная масса, ее заполняющая, представляют собой неразрывное целое. Для возникновения озера необходимо образование котловины и заполнение ее водой на дли-

тельное время. Котловина заполняется чаще речными и подземными водами, атмосферными осадками, реже водами морского происхождения.

Образование озерных котловин происходит под влиянием эндогенных (внутренних) и экзогенных (внешних) процессов. Обычно в формировании современного облика озерных котловин участвует несколько процессов, однако один или группа этих процессов являются ведущими.

Наиболее известна генетическая классификация озерных котловин, предложенная М. А. Первухиным (1937 г.), основные принципы которой взяты за основу и при разработке классификаций другими авторами (С. Д. Муравейским, Б. Б. Богословским, З. А. Сваричевской). Детальная генетическая классификация озерных котловин опубликована Д. Хатчинсоном (1957 г.).

Основные генетические типы озерных котловин, или, иначе озер, по характеру их происхождения следующие.

Тектонические — образуются в прогибах земной коры на равнинах (Ладожское, Онежское, Ильмень, Верхнее в Северной Америке), в прогибах в горах (Маркаколь, Сонкёль, Иссык-Куль, Алаколь), в предгорных впадинах (Балхаш), в рифтовых впадинах (Байкал, Танганьика). Большинство тектонических озер большие по площади и глубине.

Вулканические — возникают в кратерах и кальдерах потухших вулканов (озера на о. Ява, озера Больсена, Альбено, Авернское в Италии, Кроноцкое на Камчатке), в углублениях лавовых покровов (оз. Комариное в Исландии), в маарах (оз. Лахерское в массиве Эйфель, ФРГ).

Метеоритные — образуются в углублениях, возникших при падении метеоритов (оз. Каали в Эстонии).

Ледниковые — их возникновение связано с экзарационно-аккумулятивной деятельностью древних и современных ледников. Экзарационной деятельности ледника обязаны своим происхождением многочисленные озера Карелии, Финляндии. Они часто вытянуты по направлению движения ледника. К этой же группе относятся каровые и троговые озера. Каровые возникли в карах и цирках — нишеобразных углублениях на верхних склонах гор, троговые — в троговых долинах (оз. Женевское). Распространены в Альпах, на Кавказе, Тянь-Шане и в других горных странах.

С аккумулятивной деятельностью ледника связаны озера среди моренного холмистого рельефа. Моренные озера по форме разнообразны: лопастные, вытянутые, овальные. Они характерны для областей древнего оледенения (север и северо-запад европейской части СССР, север ГДР и ФРГ, Канада, север США). Распространены они также в горах на месте бывших языков ледников (озера Химское, Вюрмское, Гарда, Комо в Альпах и др.). Встречаются озера и на поверхности современных ледников.

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные — это озера речных долин, дельт, морских побережий. К ним относятся: а) озера-старицы, часто располагающиеся в поймах рек,

почему и получили наименование пойменных; б) плёсовые — озеровидные расширения речных русел и разобщенные в межень плёсы пересыхающих рек; в) конечно-сточные (оз. Лобнор); г) озера, приуроченные к ложбинам стока ледниковых вод (озера Ляче, Воже); д) дельтовые — распространённые в дельтах крупных рек (озера Кубанских плавней, «ильмени» в Волжской дельте); е) лагуны и лиманы — озера морских побережий, возникшие на месте бывших мелководных заливов и затопленных устьев рек, отрезанных от моря намывными перемычками, а также вследствие трансгрессии моря и его последующей работы; ж) фиордовые озера, возникшие в отделенных от моря завалами или наносами участках фиордов.

Провальные — озера, котловины которых возникли в результате выщелачивания грунтов и горных пород поверхностными и главным образом подземными водами, а также при протаивании многолетнемерзлого грунта или вытаивании льда в нем. К провальным озерам относятся: а) карстовые (см. § 106), б) суффозионные (см. § 105) и в) термокарстовые озера (по якутски — аласы). Последние распространены в тундровой и таежной зонах области многолетней мерзлоты. Котловины суффозионных и термокарстовых озер часто имеют овальную форму, малоизрезанные берега и незначительные глубины.

Оловые — озера, возникшие в котловинах выдувания, а также между дюнами и барханами. За редким исключением они небольшие по размерам и неглубокие (озера Селеты, Теке в Казахстане).

Подпрудные — возникновение этих озер связано с горными обвалами, оползнями, перегораживающими речные долины, подпруживанием рек потоками лавы, моренами ледников. Таким образом, подпрудные озера образуются при действии нескольких процессов. Так, в результате обвалов, вызванных землетрясением, возникло оз. Сарезское в долине р. Мургаб на Памире, оз. Гекгель — в долине р. Аксу в Азербайджане, оз. Севан, возникшее в тектонической впадине, подпруженной лавовым потоком.

Органогенные — внутриболотные озера (см. § 210) и озера-лагуны среди коралловых построек (атоллы).

Широкое распространение имеют озера, созданные деятельностью человека. Это озера-водохранилища (см. гл. 46) и озера, возникшие на месте старых карьеров, соляных копей и т. п. (оз. Развал на Урале).

С момента возникновения озера между его водной массой, котловиной, окружающим его бассейном и заселяющими озеро организмами происходит взаимодействие, обуславливающее нормальный цикл развития озера. Внешний вид первоначальной котловины меняется: формируется озерное ложе с характерными особенностями его очертания в плане и в разрезе. Наиболее сильное воздействие на котловину оказывает водная масса. Удары волн прибоя разрушают берега котловины. Продукты разрушения — каменные россыпи, валуны, галька, гравий, песок — откладываются в основном вблизи мест разрушения и образуют подводную береговую

террасу. Мелкие фракции во взвешенном состоянии переносятся течением и волнением в глубь озера и оседают на дне. Весьма часто при постоянно дующих ветрах и при преобладающем направлении прибоя происходит подмывание и разрушение одних частей берега и образование отмелей, береговых валов и пляжей в других его частях.

Котловина преобразуется также под влиянием вод, приносимых извне. Притоки вносят в озеро некоторое количество наносов. Часть их осаждается вблизи устьев рек, образуя «конусы накопления», превращающиеся в дельту. Иногда течения, направленные вдоль берега, образуют в озере отмели вдали от места впадения реки. Тонкий речной ил проникает в открытую часть озера и осаждается обычно по всему дну, при сложном же рельефе дна — преимущественно в глубоких впадинах, которые являются своего рода отстойниками.

В зависимости от конфигурации берегов и характера пород, их слагающих, в прибрежной части озера различают размываемые и намываемые участки. Первые представлены участками скал или валунного побережья, вторые — песчаными или гравелистыми пляжами.

Одновременно с образованием озера начинается заселение его организмами. В эволюции озер растительные и животные организмы играют выдающуюся роль. Отмирая, эти организмы на разных стадиях разрушения и разложения оседают на дно, смешиваясь с неорганическими частицами. Формируются илы (см. § 199), происходит постепенное выравнивание дна котловины озера и его обмеление и зарастание (см. § 198).

Накопление осадков в озерах и их зарастание являются нормальными процессами развития озер, совершающимися непрерывно, но темп зарастания и «умирания» озер различен, так как проходит на фоне внутривековой изменчивости компонентов общей увлажненности. При обводнении озера (повышении уровня) или при его «усыхании» площади, занятые прибрежной растительностью, либо сокращаются, либо увеличиваются. В связи с этим интенсивность заполнения котловины органическими остатками меняется.

§ 175. Основные части озера и озерного дна

Наиболее пониженная часть озерной котловины, заполненная водой до высоты наибольшего подъема уровня, называется озерным ложем. В озерном ложе выделяются две основные области: береговая и глубинная. В первой преобладают процессы разрушения горных пород, слагающих котловину, во второй — отложение продуктов разрушения.

Береговая область включает в себя три зоны:

1. Собственно берег — часть суши, окружающая озеро. Берег представлен береговым склоном и бровкой. Основание склона располагается на верхней границе воздействия прибоа волн. Берег постепенно разрушается и отступает от уреза воды в глубь суши.

2. Побережье — зона прибойной полосы. Часть этой зоны покрыта водой постоянно (подводное побережье), часть затопляется периодически, во время подъема уровня воды в озере (затопаемое побережье), часть, непосредственно примыкающая к берегу, водой не покрывается и подвергается лишь действию волнения (сухое побережье).

3. Береговая отмель — имеет вид подводной террасы, опускающейся в сторону озерной впадины более или менее крутым склоном (отсыпь). Отмель возникает как в результате размыва (абразии) коренных пород, так и в результате накопления (аккумуляции) рыхлых обломочных пород.

Побережье и береговую отмель часто объединяют в одну зону — прибрежную, называемую по аналогии с делением морского дна литоралью.

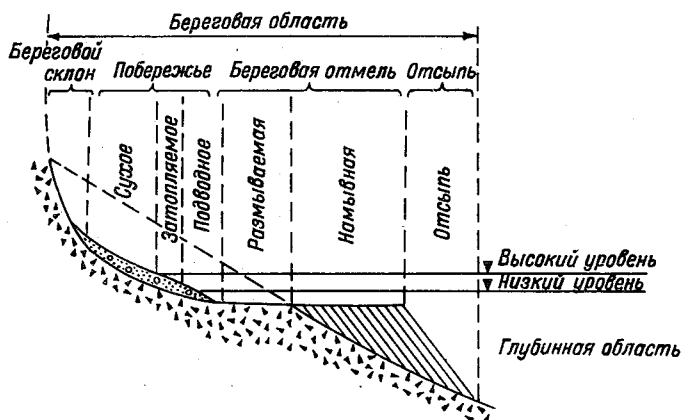


Рис. 113. Профиль эрозионного берега озера.

Глубинная область, или про ф у н д а л ь, занимает наиболее глубокую часть дна, недоступную волнению. Переходную часть между литоралью и профундалью называют сублиторалью.

Нижняя граница литорали обычно определяется глубиной действия волны, иногда границей проникновения солнечных лучей, лимитирующих зону распространения зеленой растительности. Глубина литорали не превышает нескольких метров. Схема типичного профиля склона возвышенного эрозионного берега озера показана на рис. 113.

Границы между отдельными частями озерного ложа не всегда отчетливо выражены. Некоторые типичные части его могут вовсе отсутствовать. Наличие или отсутствие их зависит от местных условий, размеров озера и длительности его существования. При преобладании аккумулятивных процессов в береговой области формируются береговые валы, пляжи, конусы выносов речных отложений и т. п.

Водная масса озера соответственно делению донной области подразделяется на прибрежную, в пределах береговой отмели и при-

мыкающего к ней побережья, и область открытой воды, или пелагиаль, в пределах профундали.

При сложном очертании береговой линии и расчлененном рельефе дна в озере выделяются плёсы, заливы, бухты, губы. Плёсы — обособленные части озера, выделяющиеся по плановому очертанию береговой линии, распределению глубин и иногда по режиму и характеру водной массы. Из нескольких плёсов состоят, например, озера Вуокса, Селигер, Псковско-Чудское. В крупных озерах морфологически обособленные части имеют каждая свое название.

§ 176. Основные морфометрические характеристики озера

Озера отличаются друг от друга по величине и форме. Количественное выражение размеров озер и их формы называется морфометрическими характеристиками озера. Основные морфометрические характеристики озера следующие: площадь озера, длина и изрезанность его береговой линии, глубина, объем водной массы и форма озерной котловины.

Для определения морфометрических характеристик озера требуется наличие батиметрической карты, составленной на основании топографической съемки и промеров глубин.

Площадь водной поверхности (зеркала) озера F_0 — различают площадь без островов и площадь озера с островами.

Длина озера l — кратчайшее расстояние между двумя наиболее удаленными друг от друга точками его береговой линии, измеренное по поверхности водоема.

Ширина озера максимальная $B_{\max}$ — расстояние между наиболее удаленными точками береговой линии по направлению, перпендикулярному длине озера, и средняя $B_{\text{ср}}$ — отношение площади озера к его длине, т. е. $B_{\text{ср}} = \frac{F_0}{l}$.

Длина береговой линии L измеряется по нулевой изобате.

Изрезанность береговой линии K — характеризуется либо отношением длины береговой линии L к длине окружности круга, площадь которого равна площади озера, либо (по предложению С. Д. Муравейского) отношением L к периметру ломаной линии L_1 , обводящей контур озера. Таким образом,

$$K_1 = \frac{L}{2\sqrt{F_0\pi}}, \quad (155)$$

$$K_2 = \frac{L}{L_1}. \quad (155')$$

Коэффициент K_2 дает более правильное представление об изрезанности береговой линии.

Объем озера V , или объем котловины, заполненной водой до определенного уровня H , — вычисляется приближенно как сумма объемов отдельных слоев котловины, заключенных между

горизонтальными плоскостями, проведенными друг от друга на расстоянии h , где h — сечение изобат. Слои приравниваются к усеченной пирамиде. Объем усеченной пирамиды вычисляется по формуле

$$V = \frac{h}{3} (f_i + f_{i+1} + \sqrt{f_i f_{i+1}}), \quad (156)$$

где f_i, f_{i+1} — площади, ограниченные изобатами.

Величина водной массы оказывает большое влияние на гидрологический режим озера.

Глубина озера — средняя $H_{\text{ср}} = \frac{V}{F_0}$ и максимальная $H_{\text{макс}}$.

При определении морфометрических характеристик указывается, к какому уровню они относятся. С изменением положения

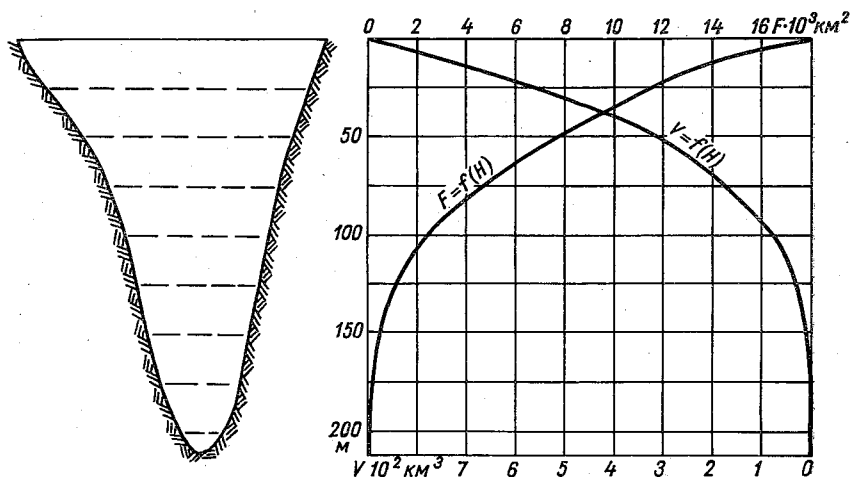


Рис. 114. Кривые площадей и объемов озера.

уровня меняются все морфометрические характеристики озера. Изменение объема и площади озера в связи с изменением положения уровня озера (глубины) может быть отчетливо представлено кривыми площадей и объемов (рис. 114).

Форма озерной котловины — C . Для характеристики формы котловины C . Д. Муравейский предложил использовать показатель формы C , равный отношению средней глубины $H_{\text{ср}}$ к глубине положения центра тяжести массы воды в озере S_0 :

$$C = \frac{H_{\text{ср}}}{S_0}. \quad (157)$$

При однородной плотности воды в озере

$$S_0 = \frac{\int_0^V H dv}{V}, \quad (158)$$

где V — объем озера; dv — элементарные объемы; $\int_0^V H dv$ опреде-

ляется планиметрированием площади между осями координат и кривой объема озера.

Показатель C позволяет сравнивать формы котловин озер между собой и с формой какой-либо геометрической фигуры. Показатель формы для цилиндра равен 2,0, полушара 1,78, параболоида 1,5, конуса 1,33.

Влияние формы котловины на динамические процессы в озере, перемешивание и нагревание велико. Так, два озера, находящиеся в одинаковых физико-географических условиях и имеющие одинаковую максимальную глубину, но разную форму котловины, независимо от объема и площади будут иметь различные температуры у дна, средние температуры и различное вертикальное распределение температуры воды. Более теплым будет то озеро, которое имеет меньшее значение C . На это указывал еще Муравейский. Влияние формы котловины на термический и динамический режим малых озер детально исследовал В. Хомскис (1969 г.).

Размеры некоторых крупных озер мира приведены в табл. 27.

Таблица 27

Наибольшие озера земного шара¹

Название озера	Площадь, тыс. км ²	Наибольшая глубина, м	Название озера	Площадь, тыс. км ²	Наибольшая глубина, м
Европа			Эри	25,7	64
Каспийское море . . .	371	1025	Виннипег	24,3	28
Ладожское	18,4	225	Онтарио	19,5	237
Онежское	9,6	110	Южная Америка		
Венерн	5,6	100	Маракайбо	16,3	250
Азия			Титикака	8,3	304
Аральское море . . .	66,5	68	Африка		
Байкал	31,5	1620	Виктория	68,8	80
Балхаш	18,2	26	Танганьика	32,9	1435
Иссык-Куль	6,3	702	Ньяса	30,8	706
Северная Америка			Чад	11—22 ²	4—11 ²
Верхнее	82,4	393	Рудольф	8,6	73
Гурон	59,6	228	Австралия		
Мичиган	58,0	281	Эйр	8,2 ³	Свыше 20
Бол. Медвежье . . .	31,1	157			
Бол. Невольничье . .	28,6	102			

¹ См. Малый атлас мира. М., ГУГК, 1972.

² В зависимости от высоты уровня.

³ Изменяется в больших пределах в зависимости от притока воды.

ГЛАВА 39. ВОДНЫЙ БАЛАНС И УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ ОЗЕРА

§ 177. Уравнение водного баланса

Объем воды в озере не остается постоянным: часть воды теми или иными путями удаляется из озера, часть поступает извне. Между количеством воды, поступающим в озеро (питанием), количеством ее, удаляемым из озера (расходом) и изменением объема водной массы озера за некоторый промежуток времени существует равновесие, называемое водным балансом.

Питание происходит за счет атмосферных осадков X , выпадающих на поверхность озера, притока речных $Y_{\text{п}}$ и грунтовых $Y_{\text{гр}}$ вод, конденсации водяных паров атмосферы на поверхности озера K . Расходование происходит вследствие испарения с поверхности водоема Z , руслового стока $Y_{\text{ст}}$, фильтрации $Y_{\text{ф}}$.

За период времени T водный баланс озера можно представить следующим уравнением:

$$X + Y_{\text{п}} + Y_{\text{гр}} + K = Z + Y_{\text{ст}} + Y_{\text{ф}} + q + \Delta W. \quad (159)$$

где ΔW — изменение объема воды в озере за время T ; q — безвозвратный расход воды из озера на хозяйственные нужды. Все элементы водного баланса выражены в единицах объема.

Не все члены уравнения водного баланса равнозначны. Обычно основными источниками питания озер являются приток речных вод и атмосферные осадки. Подземное питание в общем балансе озера может иметь существенное значение лишь при определенных гидрогеологических условиях. Так, в озерах Кулундинском и Кучук (Кулундинская степь) подземное питание составляет соответственно (по А. В. Шнитникову) около 20 и 30% общего прихода воды в озеро. Повышенное подземное питание может быть в озерах карстовых районов. Конденсация имеет некоторое, притом сравнительно небольшое, значение в питании лишь крупных озер, у которых в определенные сезоны года температура поверхностных слоев воды ниже температуры воздуха.

Расходование осуществляется главным образом за счет речного стока из озер и испарения — в сточных озерах и за счет испарения — в бессточных. Величина фильтрации из озера обычно невелика. Ил, покрывающий часто дно озера, способствует кольматации, т. е. закупорке пор грунта водоема. В исключительных случаях подземный сток из озера может быть довольно большим. Так, из озера Севан (до спуска части воды) величина просачивания воды через рыхлые вулканические породы — пористые туфы и лавы — превышала сток р. Раздан.

Учитывая только основные элементы водного баланса, пренебрегая q и полагая, что $Y_{\text{гр}} \approx Y_{\text{ф}}$, уравнение (160) можно записать в виде:

для сточных озер

$$X + Y_{\text{п}} = Z + Y_{\text{ст}} + \Delta W; \quad (160)$$

для бессточных

$$X + Y_{\pi} = Z + \Delta W. \quad (161)$$

Для озер с перемежающимся стоком в период отсутствия стока из озера действительно уравнение (161), в период сброса вод из озера — уравнение (160).

При условии равенства количеств поступившей воды в озеро и удаляемой из него уравнения (160) и (161) упрощаются:

$$X + Y_{\pi} = Z + Y_{\text{ст}}, \quad (162)$$

$$X + Y_{\pi} = Z. \quad (163)$$

В этом случае к концу рассматриваемого периода T объем воды в озере, а следовательно, и уровень при неизменном положении дна водоема не изменяются.

§ 178. Зональные особенности водного баланса

Структура водного баланса озер различна для разных климатических зон и меняется внутри зоны в зависимости от размеров озера и его бассейна, а также от их соотношения. Для зоны постоянного увлажнения характерно превышение суммы осадков в среднем за год X_0 над испарением с водной поверхности Z_0 ($X_0 > Z_0$). В зоне недостаточного увлажнения испарение превышает осадки ($Z_0 > X_0$). В первой зоне озера всегда сточные, во второй, как правило, бессточные.

Каждый природный водоем собирает воды с той или иной площади водосбора. Отношение величины этой площади к площади зеркала озера называется удельным водосбором $\left(\frac{F_6}{F_0} \right)$. С увели-

чением удельного водосбора доля притока воды с водосбора в питание озера при прочих равных условиях растет по сравнению с осадками, выпадающими непосредственно на зеркало озера.

В зоне постоянного увлажнения при наличии котловины стабильное существование озера возможно при отсутствии притока в него речных вод. Подобные небольшие озера с весьма малыми площадями водосбора встречаются среди тундрового ландшафта, в лесу, среди болотных массивов. Русловой сток из таких озер может отсутствовать, и внешне они кажутся бессточными. Однако сброс излишка воды из них происходит постоянно или в отдельные сезоны и осуществляется либо подземными путями, либо путем фильтрации через моховой очес, если озеро располагается среди болота.

В зоне недостаточного увлажнения существование озера зависит от притока речных вод с водосбора, и с увеличением разности $Z_0 - X_0$ доля притока в питание озера при прочих равных условиях возрастает. Эту общую закономерность можно проследить на примере озер Барабинской низменности. Здесь для сравнительно небольших озер с однородными по величине площадями водосборов

доля атмосферных осадков в питании озера понижается в направлении с севера на юг. Для озер северной части Барабинской низменности осадки составляют 77% общей приходной части водного баланса, центральной — 57% и южной — 44%, уменьшаясь в этом же направлении и в абсолютном значении.

Роль удельного водосбора в изменении соотношений элементов водного баланса можно проследить на следующем примере.

Пусть на озере площадью F_0 выпадает осадков X_0 мм¹ и с площади водосбора F_B стекает некоторый объем воды, равный $F_B \eta X$, где η — коэффициент стока. Приток воды с водосбора, перечисленный в слой воды на озеро (в мм), составит

$$Y_{\text{пр}} = \frac{F_B \eta X}{F_0}. \quad (164)$$

При отсутствии других источников питания и при условии расходования воды из озера только на испарение должно существовать равенство

$$\frac{F_B}{F_0} \eta X + X_0 = Z_0. \quad (165)$$

Так как $\eta < 1$, то при $F_0 = F_B$ $Y_{\text{пр}} < X$. С увеличением удельного водосбора при постоянном η и X доля речного стока в питании озера возрастает. При условии, что испарение с водной поверхности превышает

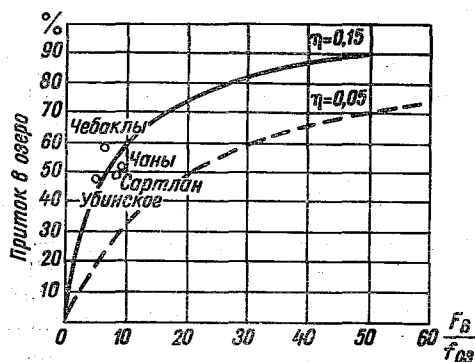


Рис. 115. Соотношение между удельным водосбором озера ($\frac{F_B}{F_0}$), коэффициентом стока (η) и долей притока в озеро с водосбора ($Y_{\text{пр}} \%$).

осадки в 2 раза и коэффициент стока $\eta=0,10 \div 0,15$, что характерно для Барабинской низменности, удельный водосбор должен быть не менее 7—10. Это в действительности и наблюдается на озерах Чаны, Сартлан (рис. 115). При $\eta=0,05 \div 0,10$ и при условии, что испарение в 4 раза больше осадков, площадь водосбора должна быть в 30—60 раз больше площади озера. Резкое превышение притока речных вод над осадками можно наблюдать на больших озерах засушливой зоны с большими площадями водосборов. Если для оз. Чаны отношение $\frac{F_B}{F_0} = 9$ и приток и осадки равноценны, то для Аральского моря приток поверхностных вод превышает осадки в 10 раз, $\frac{F_B}{F_0} = 24$.

В зоне избыточного увлажнения по мере увеличения коэффициента стока роль речных вод в питании озер увеличивается, и это увеличение тем больше, чем больше удельный водосбор. Однако

¹ Осадки на водосборе условно принимаются равными осадкам на поверхности озера.

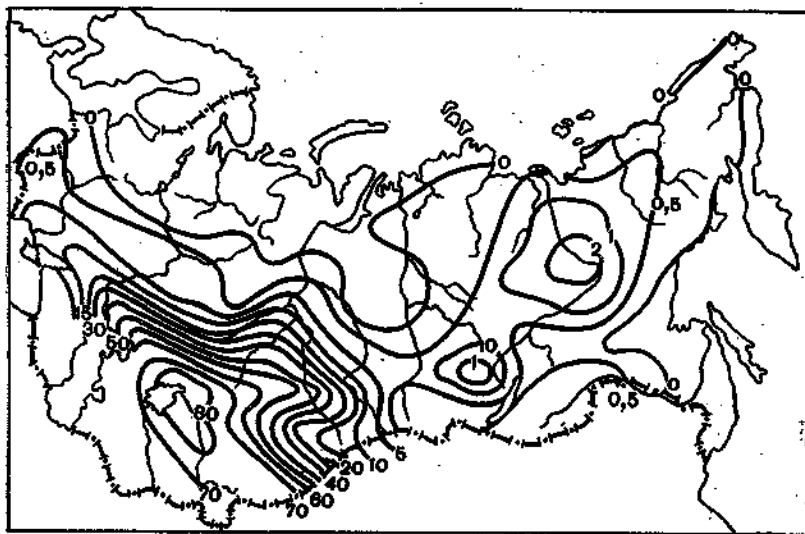


Рис. 116. Карта-схема изолиний удельного водосбора ($\frac{F_{\text{в}}}{F_{\text{ос}}}$), при котором озера становятся бессточными (по М. Ф. Веселовой).

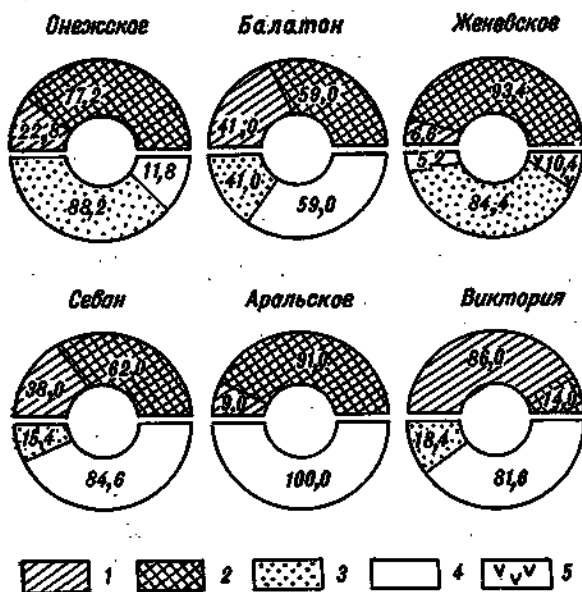


Рис. 117. Водный баланс некоторых озер мира в процентах (по А. В. Шнитникову, З. А. Викулиной).

1 — осадки, 2 — приток в озеро, 3 — сток из озера, 4 — испарение, 5 — подрусловый сток.

интенсивность роста по сравнению с предыдущей зоной несколько замедлена вследствие относительно больших величин самих атмосферных осадков, поступающих непосредственно на поверхность озера.

Уравнение (165) можно написать так:

$$\frac{F_{\text{в}}}{F_0} = \frac{Z_0 - X_0}{\eta X}, \quad (166)$$

где ηX — сток с водосбора в мм.

Если $\frac{F_{\text{в}}}{F_0} > \frac{Z_0 - X_0}{\eta X}$, озеро должно быть сточным, если $\frac{F_{\text{в}}}{F_0} < \frac{Z_0 - X_0}{\eta X}$, озеро должно пересыхать. Пользуясь выражением

(166), можно приближенно определить величину удельного водосбора, при которой озеро в том или ином районе будет бессточным. На представленной карте-схеме (рис. 116), составленной в Институте озероведения АН СССР, показаны изолинии этой величины. Севернее каждой из них или снаружи замкнутых изолиний озера должны быть сточными, южнее или внутри замкнутых изолиний — бессточными.

Изменения соотношений элементов водного баланса для некоторых озер мира представлены на рис. 117.

§ 179. Колебания уровней воды в озере и связь их с водным балансом

Все элементы водного баланса озера как в годовом, так и в многолетнем периоде испытывают колебания, свойственные той или иной климатической зоне. В связи с этим в течение года и многолетнего периода уровни озер испытывают периодические и циклические колебания, типичные для данной зоны. Однако в зависимости от размеров озера, размеров его бассейна, проточности и других особенностей водоема в одной и той же климатической зоне возможны различия в амплитуде колебания, интенсивности спада и подъема уровней, а также смещения во времени наступления максимумов и минимумов уровней.

Максимальное стояние уровней воды не обязательно совпадает с моментом наибольшего притока, а наблюдается тогда, когда приход воды в озеро становится равным расходу. Это отчетливо прослеживается на примере озер Иссык-Куль и Ладожского.

В озерах арктической и субарктической зон сезонные колебания уровней воды зависят от притока речных вод, главным образом снеговых, отчасти дождевых. Испарение в этих зонах мало и существенно не изменяет водный баланс водоемов. Максимум уровней наблюдается летом. Спад уровней, обычно плавный, нарушается летне-осенними осадками и регулируется стоком из озера. Минимум наступает в конце зимы — весной. Примером может быть оз. Таймырское, занимающее самое северное положение из крупных озер

мира. Уровень в этом озере летом в течение двух-трех недель повышается на 5—7 м в результате поступления речных вод, главным образом р. Верхней Таймыры. Спад, сначала быстрый, затем плавный, нарушаемый дождевыми осадками в короткий период лета, продолжается в течение лета, осени и зимы, вплоть до июля, конца гидрологической зимы, когда и наблюдается минимум (рис. 118).

В озерах умеренной зоны континентального климата с избыточным увлажнением и преобладанием снегового питания также отчетливо выражена фаза весеннего подъема уровней. Спад уровней происходит более интенсивно вследствие увеличивающегося испарения в летние месяцы на озерах этой зоны. По этой же причине в летне-осенний период здесь наблюдается второй минимум (первый мини-

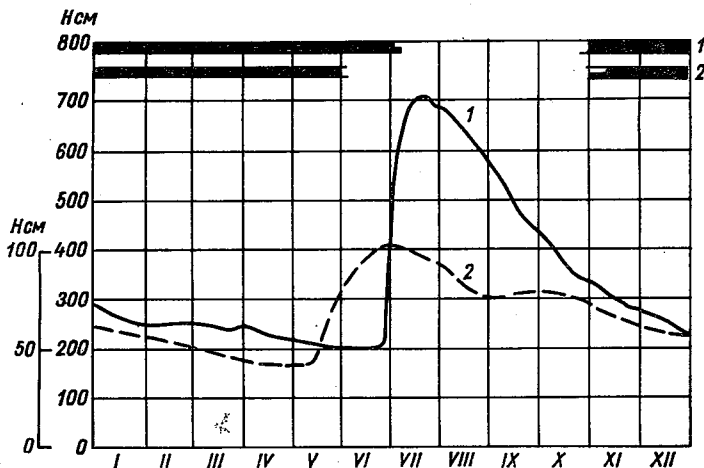


Рис. 118. График колебаний уровней воды озер Таймырского (1) и Умбозеро (2).

мум перед вскрытием, обычно в марте—начале апреля). Второй максимум наблюдается в конце осени—начале зимы. Осенний подъем более плавный. В этот период испарение с поверхности озер уменьшается и поступление воды за счет дождевых осадков становится больше стока из озера. Сказанное справедливо для сравнительно небольших озер северо-запада и средней полосы европейской части СССР.

В больших озерах северо-запада — Онежском, Ладожском — в режиме колебаний уровня проявляются индивидуальные особенности. Под влиянием аккумулирующего действия котловины озера, одновременного поступления стока талых вод с водосбора весенний максимум в этих озерах смещен на май—июнь. В Онежском озере весенний подъем уровней продолжается 1,5—2 месяца. Спад уровней происходит медленно, иногда до октября—ноября. В отдельные годы, обильные осадками, снижения уровней не наблюдается.

Более детально изучены индивидуальные особенности в уровне-ном режиме Ладожского озера при исследованиях, проведенных Институтом озероведения АН СССР в 1956—1962 гг. Типовой ход уровней этого озера характеризуется фазой подъема с января по июль и фазой спада с июня по январь (рис. 119). Подъем в зим-ние месяцы (с января) объясняется тем, что при сравнительно низ-ком стоянии уровней при ледоставе сток из озера уменьшается бо-лее резко, чем приток с водосбора. Одной из причин уменьшения стока воды из озера зимой являются ледовые образования на р. Неве, изменяющие пропускную способность ее русла.

Особенно отчетливо особенности водоема проявляются в колеба-нии уровней в отдельных характерные годы. Так, в Ладожском озере в 1954 г. фактически отсутствовал весенний подъем. Уровни понижались с начала года до нояб-ря, так как расход воды из озера в этот период был больше прихода. Это объясняется, во-первых, мало-водной весной в бассейне Ладож-ского озера, во-вторых, высоким стоянием уровней в предшествую-щий 1953 г., обеспечившим большой сток р. Невы, превысивший приток в озеро даже в период весеннего половодья (рис. 119б). В 1962 г. наблюдалась обратная картина (рис. 119в) — приток воды в озеро в течение всего года был больше стока из него. Река Нева не успе-вала сбрасывать излишние воды из озера, поступающие в большом ко-личестве с водосбора озера не только весной, но и в дождливые лето и осень. В результате уровень озера с начала года до конца повысился на 123 см при средней годовой амплитуде 64 см.

Если в питании озер умеренной зоны преобладают осадки и по-верхностный приток незначителен, уровень режим озер опреде-ляется величиной и распределением осадков в течение года. При-мером могут служить Великие американские озера, площадь водо-сбора которых превышает площадь озер всего только в 2,14 раза. Ни одно из них не имеет больших притоков. Наибольшее количе-ство осадков над этими озерами выпадает в теплый период, когда и наблюдаются повышенные уровни в озере, несмотря на сравни-тельно большие потери воды на испарение (рис. 120).

В области муссонного климата с преобладанием дождевого пи-тания повышенные уровни наблюдаются летом и осенью, когда осадки, выпадающие непосредственно на поверхность озера, сло-женные с притоком вод, поступающих с бассейна, превышают по-тери на испарение и сток из озера.

Осенние максимумы уровней типичны для оз. Байкал и озер За-байкалья, в питании которых также преобладают дождевые осадки.

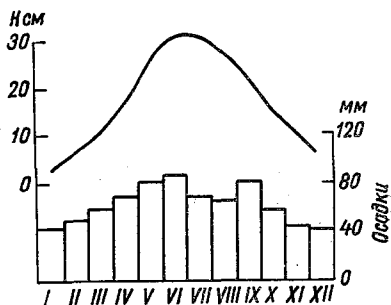


Рис. 120. Совмещенный график колебаний средних месячных уровней оз. Мичиган и осадков у г. Милуоки за период 1931—1940 гг.

В условиях засушливого климата в водном балансе и сезонных колебаниях уровней существенное значение приобретает испарение. В зоне сухих степей и полупустынь, где снег является почти единственным источником питания рек и озер, резко выражен ранний

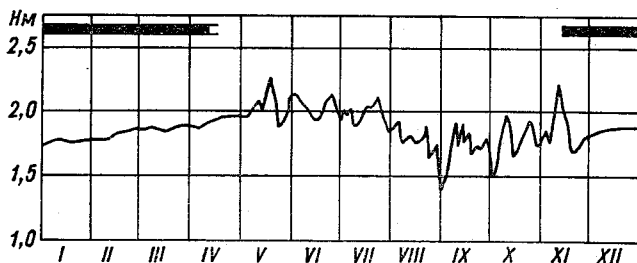


Рис. 121. График колебания уровня оз. Балхаш за 1938 г.

весенний подъем уровня и интенсивное падение его уже в первую половину лета в связи с нарастающим расходом воды на испарение. Для озер Северного Казахстана, расположенных, например, в районе г. Челкар, характерен резкий подъем уровней весной (3—4 м), быстрый спад их (15—20 дней) и пересыхание к середине лета. Ана-

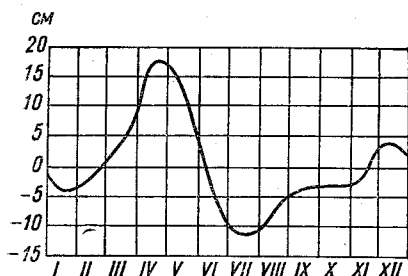


Рис. 122. Колебания уровня оз. Виктория (в отклонениях от среднего годового).

логичным примером могут служить и Сарпинские озера Прикаспийской низменности.

Велико значение испарения для уровня режима озер Балхаш, Аральского, Иссык-Куль. В оз. Балхаш повышение уровней обычно начинается зимой, с момента ледостава, когда расход воды на испарение достигает минимума (рис. 121). Это повышение продолжается до мая—июня—периода наивысшего стояния уровней. К этому времени

испарение с водной поверхности уравнивается приходом речных вод. В дальнейшем, вплоть до ледостава, несмотря на значительный приток речных вод, происходит снижение уровней, так как испарение оказывается больше притока.

В экваториальной зоне, характерной высокими температурами в течение всего года ($>20^{\circ}\text{C}$), а следовательно, значительным, но равномерным испарением, уровеньный режим озер определяется главным образом режимом атмосферных осадков, несмотря на то, что годовая их сумма примерно соответствует годовому расходу воды на испарение. Наглядным примером (рис. 122) может служить оз. Виктория (Африка).

Амплитуда колебания уровней в течение года в разных озерах

различна и меняется в умеренной зоне от нескольких сантиметров до 2—3 м и в отдельных случаях более 5—7 м. Прослеживается довольно четкая связь амплитуды колебания уровней в озере с величиной удельного водосбора: с увеличением $\frac{F_{\text{в}}}{F_{\text{оз}}}$ увеличивается средняя годовая амплитуда уровней. Так, для оз. Ильмень средняя годовая амплитуда уровней A равна 4,20 м, удельный водосбор $\frac{F_{\text{в}}}{F_{\text{оз}}} = 91$; для оз. Кубенского $A = 3,6$ м, $\frac{F_{\text{в}}}{F_{\text{оз}}} = 40$; для оз. Имандра $A = 1,00$ м, $\frac{F_{\text{в}}}{F_{\text{оз}}} = 14$.

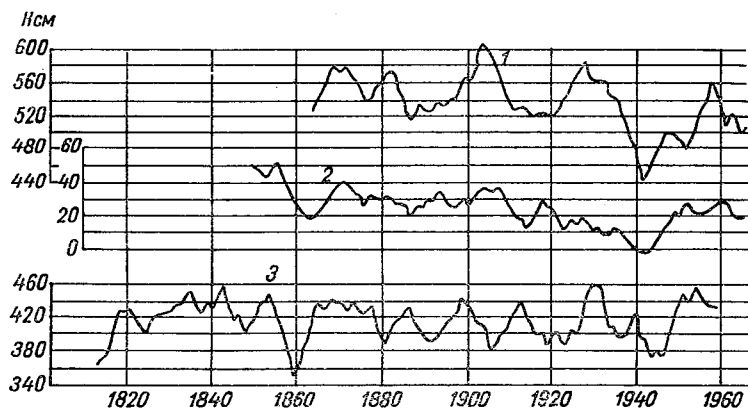


Рис. 123. Внутривековая изменчивость уровней озер Ладозского (1), Мазурских (2) и Венерн (3); шестилетние скользящие средние (по А. В. Шнитникову).

Уровни озер испытывают колебания не только в течение года, но и в многолетнем периоде. Эти колебания детально исследованы А. В. Шнитниковым. На примере озер Западной Азии, юго-востока европейской части СССР, Северо-Западной Европы им обнаружены внутривековые ритмические колебания с циклом 20—50 лет (циклы Брикнера), а также и большей длительности, относящиеся к вековым (см. § 143). Внутри каждого цикла многоводная, или трансгрессивная, фаза сменяется маловодной, или регрессивной. Подъем или падение уровней воды в озерах, прослеживаемые в эти фазы, являются результатом циклических колебаний общей увлажненности территорий: увеличения или уменьшения атмосферных осадков, повышения или понижения температуры воздуха, а соответственно, изменения испарения и стока рек. Внутривековые колебания уровней некоторых озер Северо-Западной Европы представлены на рис. 123.

§ 180. Сгонно-нагонные колебания уровней

В озерах, так же как и в морях, наблюдаются непериодические сгонно-нагонные колебания уровней (см. § 48). В этих колебаниях отчетливо проявляется зависимость от морфометрических особенностей водоема (размеров площади, конфигурации, глубины). На малых озерах сгонно-нагонные колебания уровней относительно невелики и измеряются сантиметрами, на них быстрее возникает сопу-

ствующее явление — глубинное противотечение, выравнивающее уровенную поверхность. На больших озерах, таких, как Каспийское, Аральское, Эри и др., где расстояние, на котором действует ветер на поверхность воды, велико, сгонно-нагонные колебания уровней достигают нескольких десятков сантиметров, а иногда 1—2 м.

Размах колебаний уровней увеличивается у пологих и отмелых берегов, в заливах и бухтах. Так, в мелководных заливах Аральского моря нагонные подъемы уровней воды превышают 2 м. Наоборот, у крутых, почти отвесных берегов оз. Байкал смещения уровня от среднего обычно невелики и составляют около ± 15 см.

Зависимость сгонно-нагонных колебаний от направления и скорости ветра отчетлива. На рис. 124 такая зависимость представлена для Ладожского озера. Однако характер этой зависимости с изменением глубины водоема, площади попе-

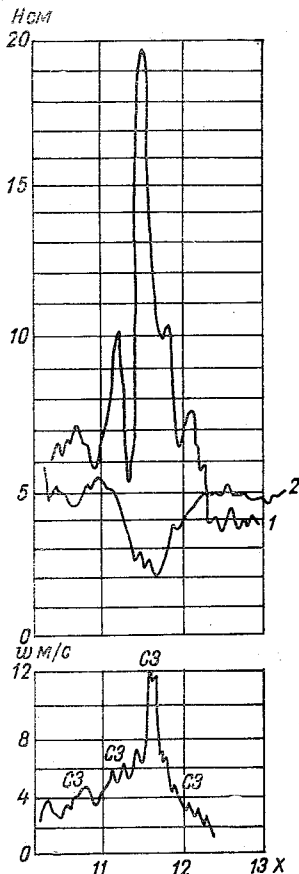


Рис. 124. Совмещенные графики колебания уровня на противоположных берегах Ладожского озера и скорости ветра на ст. Осиновец за 11—13/X 1962 г. (по Т. И. Малининой).

1 — Осиновец, 2 — Питкяранта.

речных сечений меняется не только для разных озер, но и для одного озера. Так, в Ладожском озере при нагонном ветре со скоростью 15 м/с уровень у глубокого северного берега повышается на 30 см, на южном мелководном подъем может быть в 3 раза больше.

Продолжительность стонно-нагонных явлений в озерах невелика, порядка нескольких часов, порой 2—3 суток. Это зависит как от силы и продолжительности действия ветра одного направления, так и размеров самого водоема.

В настоящее время разработаны методы расчета сгонно-нагонных колебаний уровней в озерах и водохранилищах, помещенные в специальных руководствах (Н. А. Лабзовский, А. В. Караушев).

ГЛАВА 40. ВОЛНЕНИЕ И ТЕЧЕНИЯ В ОЗЕРАХ

§ 181. Ветровое волнение

Основной причиной волнения на озерах является ветер. Волны на озерах в силу ограниченных размеров поверхности и сравнительно небольших глубин отличаются от морских волн как по форме, так и по размерам (см. гл. 14). Особенности их заключаются в следующем.

1. Волны на озерах обычно неправильные, трехмерные. В больших озерах из-за неоднократного отражения волн от берегов и их интерференции возникает толчея. Вследствие малых объемов водной массы ветровые волны на озерах быстрее развиваются с возникновением ветра и сравнительно быстро гаснут с его прекращением. Зыбь на озерах наблюдается редко; отмечена на крупных озерах (на Иссык-Куле, Ладожском).

2. Высота волны на озерах меньше, чем на морях и океанах. Максимальной высоты волны достигают на крупных озерах: 3—4 м, иногда 5—6 м (оз. Мичиган 6,9 м, Ладожское озеро 5,8 м). На крупных озерах преобладают волны со средней высотой примерно 0,5—0,8 м. На малых озерах высота волн обычно не превышает 0,5 м.

3. Волны на озерах круче. Крутизна штормовых волн на больших озерах (Верхнее, Мичиган, Ладожское) при высоте 3—6 м и длине 30—80 м составляет $1/10$ — $1/12$. Обрушение гребня волн происходит при крутизне $1/7$ — $1/8$.

Для вычисления размеров элементов волн на крупных озерах и водохранилищах разработаны расчетные методы. Широкое распространение получил метод А. П. Браславского, основанный на использовании уравнения баланса волновой энергии и полевых наблюдений. Для удобства расчета им предложены серии номограмм, позволяющие по величине разгона, глубине водоема и скорости ветра определять высоту волны, а по высоте — крутизну, а следовательно, и длину волны. Правила пользования номограммами излагаются в специальных руководствах. Существуют также эмпирические формулы расчета элементов волн. Примером могут служить формулы В. Г. Андреянова:

$$h = 0,02\omega^{5/3}x^{1/3}, \quad (167)$$

$$L = 0,30\omega x^{1/2}, \quad (168)$$

где ω — скорость ветра на высоте флюгера на ближайшей к водоему метеорологической станции в м/с; x — длина разгона волны в километрах; h — высота и L — длина волны в метрах.

Расчет по этим формулам возможен при условии, что на протяжении разгона волны глубина водоема $H \geq 0,5L$.

Сейши возможны в водоемах любого размера. Но ввиду малой амплитуды на малых озерах их не всегда удается выявить. В записи уровней на лентах самописцев, установленных на сравнительно крупных озерах, они обнаруживаются часто как в чистом виде, так и среди других колебаний уровней. Сводная работа о сейшах на озерах СССР выполнена в Ленинградском университете под руководством Л. К. Давыдова в 1963 г.

Причины, возбуждающие сейши на озерах, те же, что и в морях. Но основными из них являются изменения атмосферного давления над озером и денивеляции, вызванные ветром. Не всегда удается выявить одну из этих причин как главную, так как при сильном ветре обычно происходит перераспределение атмосферного давления над озером.

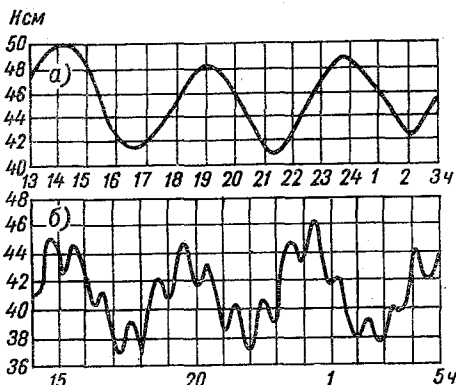


Рис. 125. Сейши на оз. Байкал.

a — одноузловая, по записи самописца в пос. Лиственичное 19–20/VI 1952 г.; *б* — одноузловая в сочетании с четырехузловой, по записи самописца в бухте Песчаная 15–16/IV 1950 г.

На озерах наблюдаются как продольные, так и поперечные сейши или иных направлений, одноузловые и многоузловые (рис. 125). Периоды сейш в озерах колеблются от нескольких минут до нескольких часов в зависимости от размеров водоемов и их глубин. Максимальных величин периоды сейш достигают в больших по площади и мелководных озерах (Аральском море, озерах Балхаш, Эри). Амплитуды сейш на озерах невелики, в большинстве случаев не превышают 20–30 см и

лишь в исключительных случаях достигают 50 см (Аральское море).

В стратифицированных озерах, так же как и в морях, наблюдаются внутренние сейши. Впервые эти сейши обнаружены Е. Ватсоном (Watson, 1903 г.). Изучались внутренние сейши главным образом на европейских озерах. В СССР они наблюдались на Аральском море и оз. Байкал. Период и амплитуда внутренних сейш значительно больше обычных сейш, о чем говорилось ранее (см. § 62). Наиболее отчетливо внутренние сейши проявляются на границе слоя температурного скачка, где они существуют долгое время. Обнаруживаются внутренние сейши по периодическим колебаниям температуры воды на одних и тех же глубинах, почему их иногда называют температурными. Эти периодические колебания отчетливо видны на рис. 126.

Сейши на озерах, особенно внутренние, могут оказывать большое влияние на формирование элементов гидрологического и биологического режима водоема. Сейши сопровождаются течениями,

периодически меняющимися по направлению. Особенно отчетливо они обнаруживаются в проливах, соединяющих озеро с заливами, лагунами, бухтами. Такого рода течения наблюдались в проливах озер Бол. Медвежье (Канада), Балатон (Венгрия), в Якимварском заливе Ладожского озера, Аральском море. В оз. Бол. Медвежье, по свидетельству наблюдателей, течения были настолько сильны, что препятствовали образованию в проливе ледяного покрова даже в суровые зимы.

Вертикальные и горизонтальные смещения в озерах во время сейшевых колебаний приводят, естественно, не только к периодическим колебаниям температуры, о которых уже упоминалось, но и

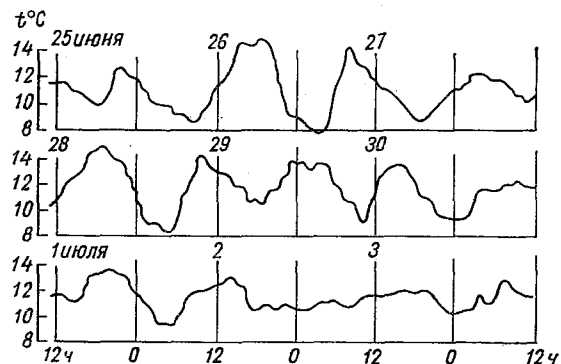


Рис. 126. Внутренние сейши с 15-часовым периодом на глубине 9,5 м в оз. Уиндермер 25/VI—4/VII 1947 г. (по Мортимеру).

к периодическим колебаниям содержания кислорода, взвешенных и растворенных в воде веществ. Они вызывают турбулентную диффузию в зоне гипolimниона и способствуют обмену веществ между глубинными водами и водами побережий. На эту сторону явления обращали внимание Л. С. Берг, Д. Хатчинсон, Г. Р. Фиш и др.

§ 183. Течения

В озерах наибольшее распространение имеют стоковые течения, ветровые и плотностные (конвекционные) (см. гл. 16).

Стоковые течения возникают под влиянием притока речных вод в озеро или оттока озерных вод в реку, вытекающую из озера. Эти течения связаны, таким образом, с поступлением (или удалением) дополнительного объема воды в озеро и возникновением уклона водной поверхности в водоеме. В проточных вытянутых озерах стоковые течения прослеживаются на всем протяжении озера. В других случаях, особенно если объем воды в озере велик по сравнению с объемом поступающей воды извне, стоковые течения отчетливы лишь на участках, прилегающих к устью рек. Скорости стоковых течений невелики и уменьшаются по мере продвижения

к центральной части озера. Примером стоковых течений, постоянно наблюдаемых в больших озерах, могут быть течения в Петрозаводской губе Онежского озера, возникающие под влиянием притока воды р. Шуи; течения в Аральском море вследствие поступления вод Амударьи и Сырдарьи; течения в заливах и губах Ладожского озера, вызванные притоком рек Волхова, Свири, Сяси, Вуоксы и др. Скорости стоковых течений меняются вместе с колебаниями расходов притоков.

Ветровые течения в озерах отличаются большим непостоянством. Это является следствием изменчивости ветрового режима над озером (направления и скорости ветра) и влияния на возникшее течение индивидуальных особенностей самого озера (размеров, рельефа дна, изрезанности береговой линии). По скорости ветровые озерные течения уступают морским; обычно их скорости измеряются сантиметрами или дециметрами в секунду. В результате этих особенностей теоретические положения, разработанные для оценки течений мелководных морей, могут быть использованы для озер лишь с большими допущениями.¹

Для некоторых озер эмпирическим путем установлены локальные связи между скоростью течения и скоростью устойчивого ветра, не меняющего направление в течение некоторого времени. Эти связи могут быть локальными даже для одного озера.

Как известно (см. § 73), с глубиной скорости течения уменьшаются и направление его меняется. На некоторой глубине течение может иметь направление, противоположное поверхностному. Смена направления течения на обратное не всегда является результатом влияния геострофического эффекта. В ограниченных по размерам водоемах чаще это является результатом формирования компенсационного течения. Вблизи берегов ветровые течения вызывают сгонные или нагонные явления. Возникает добавочный уклон водной поверхности, направленный против ветра. В результате под влиянием действия силы тяжести развивается глубинное градиентное противотечение (компенсационное течение), способствующее сохранению равновесия воды в озере. Таким образом образуется смешанное течение.

Плотностные течения возможны только в больших озерах с четко выраженной горизонтальной температурной неоднородностью. В этих условиях возникают горизонтальные градиенты плотности, являющиеся причиной перемещения воды, т. е. причиной появления плотностной циркуляции. Течения эти в озерах недостаточно изучены. С помощью динамического метода исследования (см. § 73) плотностные течения в СССР изучались в озерах Байкал, Онежском, Ладожском. В период наибольшей температурной неоднородности (с мая по сентябрь) в Ладожском озере обнаружена циклональная циркуляция, охватывающая почти все озеро, за исключением южной мелководной части, где температура на аквато-

¹ См. А. В. Караушев. Речная гидравлика. Л., Гидрометеиздат, 1969, гл. XV.

рии меняется мало. Максимальные поверхностные скорости этого течения порядка 25—30 см/с. С глубиной скорость уменьшается, и на глубине 50 м течение практически отсутствует.

Плотностная вертикальная циркуляция, или вертикальная конвекция, обусловленная различием плотности по глубине, свойственна всем озерам (см. гл. 41).

Вблизи берегов выделяются вдольбереговые волноприбойные течения. Они возникают под влиянием энергии, освобождающейся при разрушении волн, подходящих под острым углом к береговой линии. Наблюдаемые скорости этих течений велики, превышают 1,0—1,5 м/с.

В результате наложения одного вида течения на другое в озере создается сложная система движения воды не только на поверхности водоема, но и в его глубинах. Течения в озерах, так же как и в морях, возникающие под влиянием какой-либо основной причины, в последующем подвергаются действию других факторов и видоизменяются. Так, речные воды, поступающие в озеро, даже в проточных озерах никогда не следуют по кратчайшему пути от устья одной реки к истоку другой. Перемешиваясь с водами озера, они участвуют в вертикальной циркуляции и подвергаются действию ветра. Ветровые течения у берегов создают нагоны и как следствие изменения градиента гидростатического давления — компенсационные течения.

Течения находятся под постоянным воздействием силы Кориолиса и силы трения, внутреннего и о дно. В мелких озерах действие силы Кориолиса гасится силами трения о дно. Так, например, в мелководной западной части оз. Балхаш постоянное круговое течение, вызванное водами р. Или, направлено не против движения часовой стрелки, а по часовой стрелке. В Аральском озере известно кольцевое течение, идущее от устья Амударьи вдоль западного берега на север, далее на восток и юг, совершающее, таким образом, антициклональное движение. К нему присоединяются воды Сырдарьи. Причиной поворота пресных вод Амударьи на запад в процессе их растекания по поверхности моря, по-видимому, являются ветры в районе дельты Амударьи, имеющие в основном северо-восточное направление.

Размеры озера, форма котловины, изрезанность береговой линии деформируют первоначально созданное той или иной причиной или совокупностью причин течение. В результате формируются течения, индивидуальные для каждого озера.

ГЛАВА 41. ТЕРМИЧЕСКИЙ И ЛЕДОВЫЙ РЕЖИМ ОЗЕР

§ 184. Тепловой баланс озера

Основными составляющими теплового баланса озера, так же как моря и реки, являются: радиационный баланс, теплообмен с атмосферой и теплообмен с дном водоема. Дополнительные

составляющие баланса (тепловой сток рек, тепло, выделяемое при ледообразовании и затрачиваемое при таянии льда, тепло, выделяемое и расходуемое при биологических и биохимических процессах, и т. д.) по удельному весу малы и ими часто можно пренебречь. Таким образом, уравнение теплового баланса озера за некоторый промежуток времени может быть представлено в виде (см. § 29)

$$Q_0 - Q_{эф} + Q_r + Q_n + Q_d = Q_l.$$

Удельный вес основных элементов теплового баланса водоема также неодинаков. Значения каждого из них меняются во времени и различны как для озер, расположенных в различных географических зонах, так и для озер одной зоны, но разных по размерам.

В замерзающих озерах в теплое полугодие тепло поступает через открытую водную поверхность. Основным источником тепла

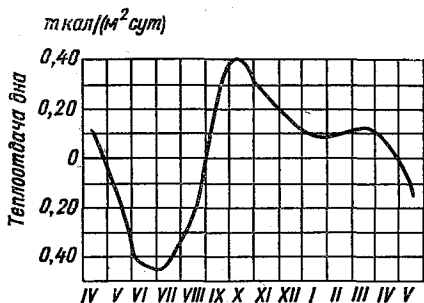


Рис. 127. Изменение теплообмена с дном водоема в течение года в Ивановском водохранилище (по К. И. Росинскому).

в этом случае является поглощенная прямая и рассеянная солнечная радиация. Она составляет в теплое полугодие 90—98% приходной части теплового баланса. Тепло, поступающее в водоем при непосредственном теплообмене с атмосферой, невелико и достигает 8—10% лишь в весенние месяцы, когда температура воды ниже температуры воздуха. Конденсация в водоемах редко преобладает над испарением, в связи с этим роль тепла, выделяемого при конденса-

сации, мала. В отдельные месяцы в таких больших озерах, как Байкал, Ладожское, этот поток тепла оценивается долями процента.

Основными потерями тепла в относительно неглубоких, хорошо прогреваемых водоемах являются потери на испарение. По расчетам ГГИ, в малых озерах северо-западных и центральных районов европейской части СССР они составляют 45—60%, в озерах южных и юго-восточных районов 60—75% поглощенной водой суммарной солнечной радиации. Потери тепла на излучение изменяются в пределах 25—35%. В процессе турбулентности теплообмена с атмосферой водоемы расходуют от 2 до 18% поступившего от Солнца тепла. Малые потери тепла на турбулентный теплообмен свойственны озерам южных районов из-за малых различий между температурами поверхности воды и воздуха, особенно летом.

В больших озерах, аккумулирующих большие запасы тепла, структура теплового баланса отличается своими особенностями. Характерным в этом отношении является оз. Байкал. Так, в период,

свободный ото льда, тепло, полученное озером от поглощенной радиации, расходуется следующим образом (по Шимараеву):

Эффективное излучение . . .	43,5%
Испарение	31,5%
Турбулентный теплообмен . .	24,0%

Зимой при наличии снего-ледяного покрова интенсивность теплообмена между атмосферой и водной поверхностью резко сокращается (см. § 148). Изменения запасов тепла, происходящие на границе вода—нижняя поверхность льда, вызывают, как и в реках, изменение толщины ледяного покрова.

Зимой в неглубоких озерах увеличивается относительное значение в тепловом балансе теплообмена с дном водоема. Изменение теплообмена с дном водоема в течение года можно проследить на примере Иваньковского водохранилища (рис. 127).

§ 185. Нагревание и охлаждение воды в озере

Все составляющие теплового баланса имеют хорошо выраженный годовой ход, что можно проследить на примере озер Севан и Ладожского (рис. 128).

Изменение суммарного теплового потока, проходящего через водную поверхность, позволяет судить об изменении запасов тепла в озере в течение года, обуславливающего процессы нагревания или охлаждения воды в озере. Обычно накопление тепла в замерзающих озерах начинается перед вскрытием и длится до конца июля в малых озерах и до конца сентября в больших глубоководных озерах, когда и наблюдается максимальная температура воды в них.

С августа—октября начинается охлаждение воды, особенно интенсивное перед замерзанием. С появлением ледяного покрова охлаждение замедляется. В мелких водоемах в период ледостава возможно зимнее повышение температуры, длящееся иногда до конца зимы. Это повышение является результатом теплообмена с дном водоема. Так, в озере Вуокса (Карельский перешеек) в придонных слоях (на глубине 20 м) температура перед замерзанием была 1,7° С, а к концу марта повысилась до 3,3° С.

Летом в любом водоеме теплообмен осуществляется в основном на границе вода—воздух. Известно, что инфракрасные и ультрафиолетовые лучи практически полностью поглощаются верхним метровым слоем воды (см. § 44). Малая теплопроводность, казалось бы, должна способствовать аккумуляции в летний сезон больших запасов тепла в самом верхнем теплоактивном слое озера. Однако этого не происходит в легкоподвижной воде. Суточные колебания температуры воды в озерах прослеживаются до глубины несколько метров, годовые обычно захватывают всю толщу озера, за исключением очень глубоких. В оз. Байкал сезонные колебания температуры достигают глубины 300 м, глубже температура остается практически постоянной (рис. 129).

Передача тепла в глубь озера осуществляется по тем же физическим законам, что и в море (см. гл. 10). Основное различие в том, что при относительно малых объемах воды в озере в перемешивании участвует вся или почти вся масса воды; водоем быстрее реагирует на изменение погоды и в нем более отчетливо прослеживается смена сезонного нагревания или охлаждения воды.

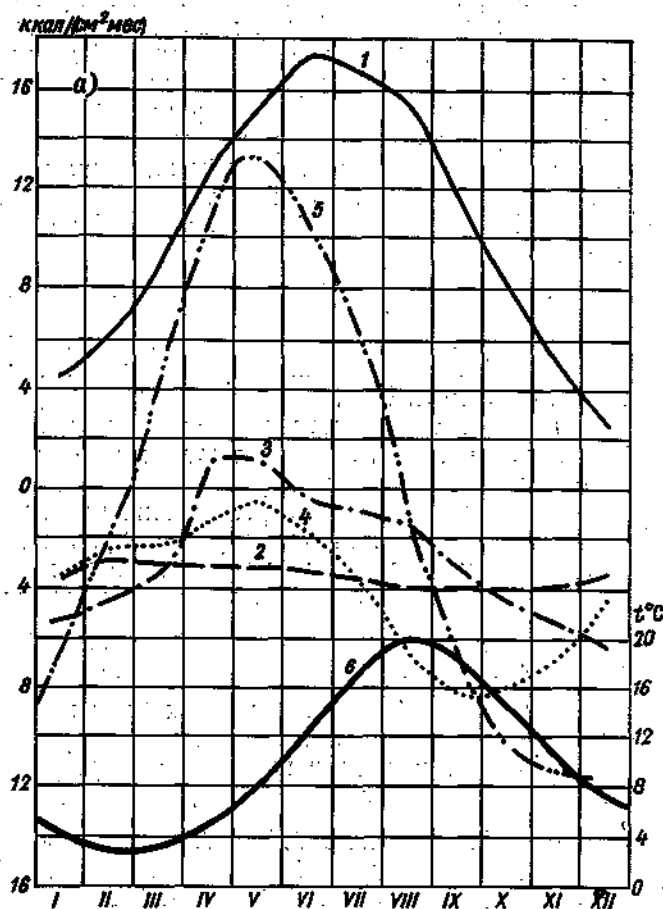
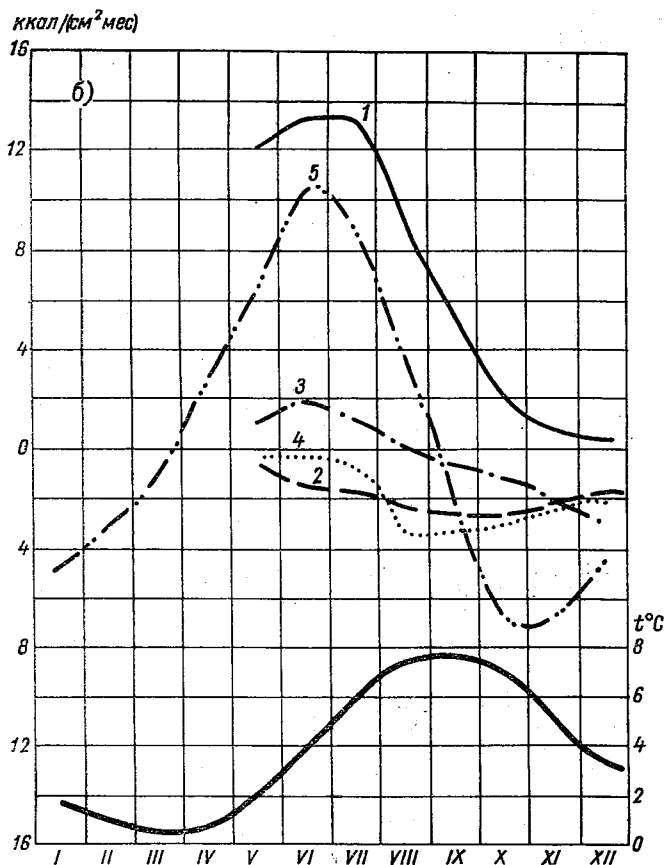


Рис. 128. Годовой ход элементов теплового баланса в озерах Севан (а) и Ладожском (б) (по 1 — поглощенная радиация, 2 — эффективное излучение, 3 — тепло,

Интенсивность прогревания озер с разными морфологическими особенностями, в частности глубинами, в одних и тех же климатических условиях различна. В озерах с большими глубинами средняя температура за летний период значительно ниже, чем в мелководных (табл. 28).

В любом водоеме плотность воды с глубиной увеличивается. Водоем в этом случае находится в состоянии устойчивой стратификации (слоистости). В пресных озерах плотность зависит от температуры. Вследствие температурных изменений возможно увеличение плотности поверхностных и уменьшение плотности глубинных слоев. Такая плотностная стратификация неустойчивая. Обычно она наблюдается в озерах умеренной зоны в переходные периоды — весной при нагревании воды от 0 до 4°С (температура наибольшей



на границе вода—воздух и температуры воды в озере (Б. Д. Зайкову и Н. П. Смирновой).

теплообмен с воздухом, 4 — испарение, 5 — изменение запасов
6 — температура.

плотности) и осенью при охлаждении воды в озере до 4°С. В этих условиях передача тепла в водоеме может осуществляться за счет конвективного перемешивания — вертикальной циркуляции. Более плотные слои воды при нагревании весной и охлаждении осенью опускаются в глубину, вытесняя менее плотные. При достижении

во всей толще воды в озере температуры 4°C и дальнейшем нагревании (или охлаждении) его поверхностных слоев конвекция прекращается.

Частичная циркуляция может возникнуть в сравнительно тонком слое воды в озере в любом случае, нарушающем устойчивое распределение плотностей, например летом вблизи поверхности при испарении, при ночном охлаждении, зимой в придонных слоях вследствие поступления теплых грунтовых вод.

Динамическое перемешивание, вызванное ветрами и течениями, способствует передаче тепла в глубь водоема и выравниванию температуры при любой стратификации. Под влиянием динамического

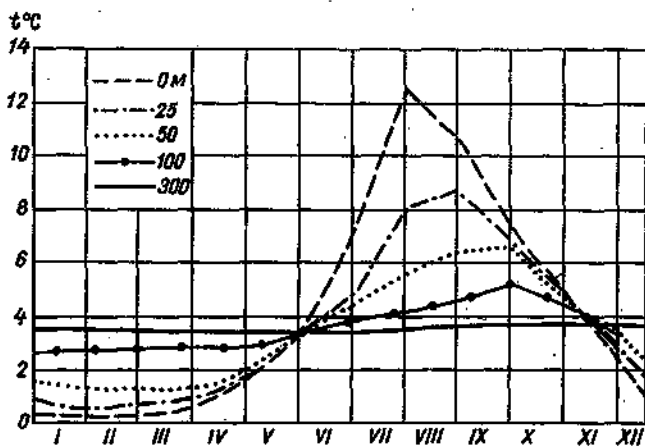


Рис. 129. Годовой ход температуры на различных глубинах оз. Байкал (по В. И. Верболову).

Таблица 28

Изменение средней температуры воды
в озерах северо-западной части СССР
в зависимости от средних глубин озера
(по П. Ф. Домрачеву)

Средняя глубина озера, м	Средняя температура в летний период, близкий к периоду максимума, $^{\circ}\text{C}$
2,1—3,0	23,5—24,1
15—20	14,0—14,2
40—52	8,5—9,8

перемешивания в замерзающих озерах (не очень глубоких) температура придонных слоев в озере летом выше температуры наибольшей плотности и ниже ее перед замерзанием.

Известно, что обмен теплом в процессе перемешивания между отдельными слоями воды пропорционален коэффициенту турбулент-

ного перемешивания (турбулентной теплопроводности) и градиенту температуры (см. § 36), т. е.

$$Q = KC_p \rho \frac{dt}{dz}.$$

Коэффициент турбулентной теплопроводности не остается постоянным, так же как и градиент температуры. Они меняются с глубиной и во времени. В озерах в годовом изменении максимумы коэффициента обмена (теплопроводности) приходится на периоды весенней и осенней циркуляции, минимумы — на период устойчивой стратификации.

Устойчивость водной массы по вертикали, как известно (см. § 37), характеризуется градиентом плотности $E = \frac{d\rho}{dz}$ г/см⁴.¹ Эта

величина также не постоянна. Изменение ее по глубине для одного из озер умеренной зоны представлено на рис. 130. Кроме того, изменения плотности при изменении температуры на 1° более значительны при высоких температурах, поэтому устойчивость водных слоев перемешиванию больше в теплых водах, чем в холодных. Это обстоятельство приводит к тому, что воды тропических озер при малой разности температур отличаются сравнительно большей устойчивостью.

В результате непостоянства вертикальной устойчивости водных масс и коэффициента обмена глубина и интенсивность динамического перемешивания при одной и той же скорости ветра и длительности его действия различны.

§ 186. Распределение температуры по глубине и его сезонная динамика

В замерзающих озерах средних широт в разные сезоны года в распределении температуры по глубине наблюдаются характерные особенности, связанные с сезонными колебаниями теплообмена в озере и перемешиванием.

Годовой термический цикл в озерах умеренного пояса, по предложению Б. Д. Зайкова, разделяется на четыре периода: весеннего

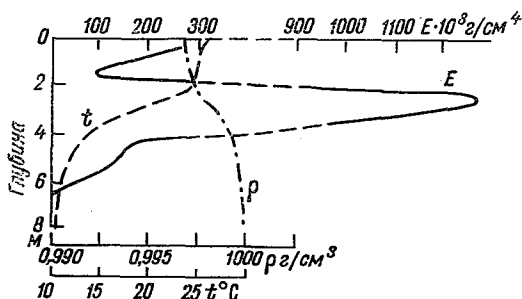


Рис. 130. Изменение температуры, плотности и устойчивости слоев по глубине в оз. Арбыч (Марийская АССР) (по Б. Д. Зайкову).

¹ Формула (25) для озер принимает более простой вид, так как не учитывается адиабатическая поправка, принимаемая во внимание при расчете устойчивости в океанах.

и летнего нагревания и осеннего и зимнего охлаждения. Продолжительность периодов и моменты их наступления зависят не только от времени года и географического положения озера. В значительной степени они также обусловлены объемом массы воды в озере и морфологическими особенностями его котловины.

Период весеннего нагревания начинается с момента устойчивого преобладания притока тепла в озеро в течение суток над его потерями. Это происходит обычно перед вскрытием озера при усилении солнечной радиации, проникающей через лед. В эту раннюю фазу весеннего нагревания наблюдается, как и зимой, обратная стратификация (температура от поверхности ко дну повышается). При подледном нагревании верхних слоев воды на десятые доли градуса выше 0°C начинается частичная циркуляция, постепенно переходящая в полную после вскрытия озера и таяния льда. Наступает состояние гомотермии. Весь слой воды принимает температуру, равную температуре придонных слоев. В дальнейшем прогревание происходит при гомотермии. Заканчивается период весеннего нагревания к моменту достижения температуры наибольшей плотности (4°C) во всем озере. В этот период большая роль в передаче тепла с поверхности в глубину принадлежит динамическому перемешиванию. Длительность периода весеннего нагревания в небольших озерах невелика — несколько дней после вскрытия. В глубоких озерах, например Телецком, 270-метровая толща прогревается до июля; в среднем к 15 июля заканчивается период весеннего нагревания в Ладожском озере.

Период летнего нагревания начинается с момента возникновения прямой стратификации (температура уменьшается с глубиной) во всем озере. По мере нагревания озера в условиях прямой (устойчивой) стратификации разность температур и плотностей воды между поверхностными и глубинными слоями, особенно в безветренную погоду, резко возрастает. Конвекция, возникающая при ночном охлаждении, выравнивает температуру лишь в сравнительно тонком поверхностном слое. В результате в верхнем, прогретом слое воды устанавливается более или менее одинаковая температура. В нижних глубинных слоях сохраняются холодные «весенние» воды с плавным изменением температуры. Между теплым и холодным слоями возникает промежуточный, сравнительно тонкий слой с резким падением температуры с глубиной, иногда до $8\text{--}10^{\circ}\text{C}$ на 1 м. Слой этот известен как слой температурного скачка, или металимниона. Слой воды, расположенный выше металимниона, называется эпилимнионом, а ниже него — гипolimнионом. Подобное термическое расслоение на три хорошо выраженные термические зоны (эпилимнион, металимнион и гипolimнион) в период летнего нагревания характерно для многих озер (рис. 131).

Слой температурного скачка в различных озерах располагается на разных глубинах. В озерах, не защищенных от действия ветра, слой температурного скачка расположен глубже. В неглубоких, хорошо прогреваемых озерах он либо вовсе отсутствует, либо слабо

выражен. Слой температурного скачка исчезает при сильных ветрах, вызывающих смешение вод верхнего слоя с водами гипolimниона, а в штилевую погоду может появиться вновь. Иногда при неустойчивой погоде (резкой смене тепла и холода, чередовании штилевой и ветреной погоды) может возникнуть второй и третий слой температурного скачка. К концу лета слой скачка погружается и осенью исчезает, уступая место плавному падению температуры с глубиной.

Период осеннего охлаждения начинается со времени устойчивого преобладания в течение суток теплоотдачи водной поверхностью озера над поступлением тепла к ней. Обычно в озерах умеренных широт это время приходится на август. Первоначально охлаждение происходит в условиях прямой стратификации. Разность температур и плотностей между зонами эпилимниона и гипolimниона постепенно уменьшается. Этому способствует не только охлаждение поверхностных слоев, но и усиливающееся конвектив-

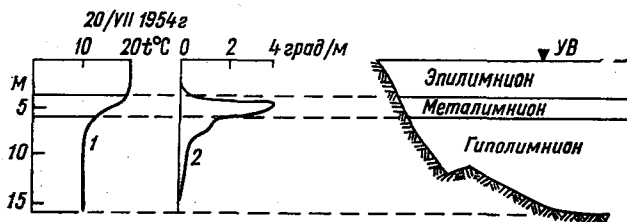


Рис. 131. Вертикальные термические зоны в одном из озер Карельского перешейка.

1 — изменение температуры по глубине, 2 — изменение градиента температуры по глубине.

ное и ветровое перемешивание, выравнивающее температуру по вертикали. Устанавливается осенняя гомотермия. Она может возникнуть при разных температурах в зависимости от температуры воды в зоне гипolimниона, морфометрических особенностей котловины озера и силы ветра. В мелководных, открытых действию ветра водоемах гомотермия устанавливается раньше и при более высоких температурах, чем в глубоких. Дальнейшее охлаждение происходит при гомотермии. Окончанием периода осеннего охлаждения считают время установления температуры наибольшей плотности во всей толще озера. Происходит это в разные сроки в зависимости от глубины озера, количества накопленного за лето тепла, например в озерах Ладожском и Севан к концу декабря.

Период зимнего охлаждения начинается с момента установления обратной термической стратификации. В начале этого периода, до замерзания, в больших по площади, но мелководных озерах охлаждение всей водной массы происходит очень интенсивно, чему способствует ветровое перемешивание. Запасы тепла в таких озерах быстро истощаются и водоемы замерзают при очень низкой температуре всей воды в озере (например, оз. Ильмень).

Малые озера, защищенные от ветра, замерзают при больших запасах тепла в придонных слоях и температура у дна близка к 4°C .

При ледоставе, как указывалось, потери тепла из водоема осуществляются через снего-ледяной покров. Если эти потери будут меньше, чем тепловой поток, направленный от дна в водную толщу, охлаждения водоема не происходит. В подобных случаях наблюдается зимнее нагревание воды в озере (см. стр. 361).

В незамерзающих полностью или поздно замерзающих озерах (Севан, Ладожское) охлаждение воды происходит до конца зимнего периода. В период наибольшего охлаждения, в марте, температура придонных слоев в озерах Севан и Телецком, например, понижается до $2,5^{\circ}\text{C}$.

Зимой при обратной стратификации возможно образование слоя температурного скачка. Выражен он менее отчетливо, чем летом.

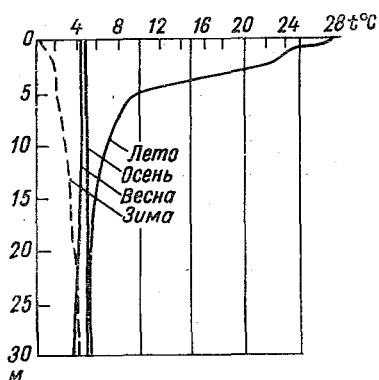


Рис. 132. Изменение температуры воды с глубиной по сезонам в оз. Глубоком, 1946-47 г.

Располагается вблизи поверхности. Изменение температуры с глубиной по сезонам представлено на рис. 132.

В формировании температурного режима озер умеренной зоны, главным образом больших, некоторое значение имеет явление термического бара. Это явление впервые было замечено в 1901 г. Ф. А. Форелем в Женевском озере. Более чем через 50 лет термический бар был обнаружен и исследован в Ладожском озере. Объяснение этого явления дано в работах А. И. Тихомирова.

Термический бар представляет собой явление, характеризующееся появлением в озере на некотором расстоянии от берега сравнительно узкой полосы воды с температурой наибольшей плотности от поверхности до дна. С одной стороны этой полосы вода в озере имеет температуру выше, а с другой — ниже температуры наибольшей плотности. Полоса эта, иногда видимая с поверхности и названная Тихомировым фронтом термического бара, разделяет озеро на две области: теплоактивную и теплоинертную. Первая примыкает к побережью, вторая располагается в открытой части озера. В теплоактивной области в связи с меньшими глубинами вода быстрее нагревается и быстрее охлаждается по сравнению с теплоинертной.

Причина возникновения термического бара состоит в том, что различно нагретые воды прибрежных участков и открытого озера (с температурами выше и ниже температуры максимальной плотности у берегов и в центре озера) в зоне контакта смешиваются и образуют толщу воды с температурой наибольшей плотности от поверхности до дна. Явление это возникает при смене обратной

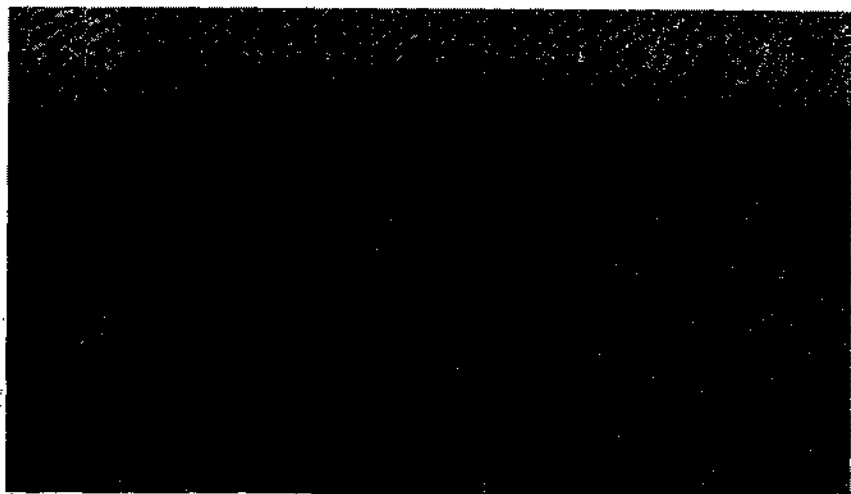


Рис. 133. Фронт термического бара Ладожского озера 31/V 1960 г. (светлая полоса в центре). (Фото А. И. Тихомирова.)

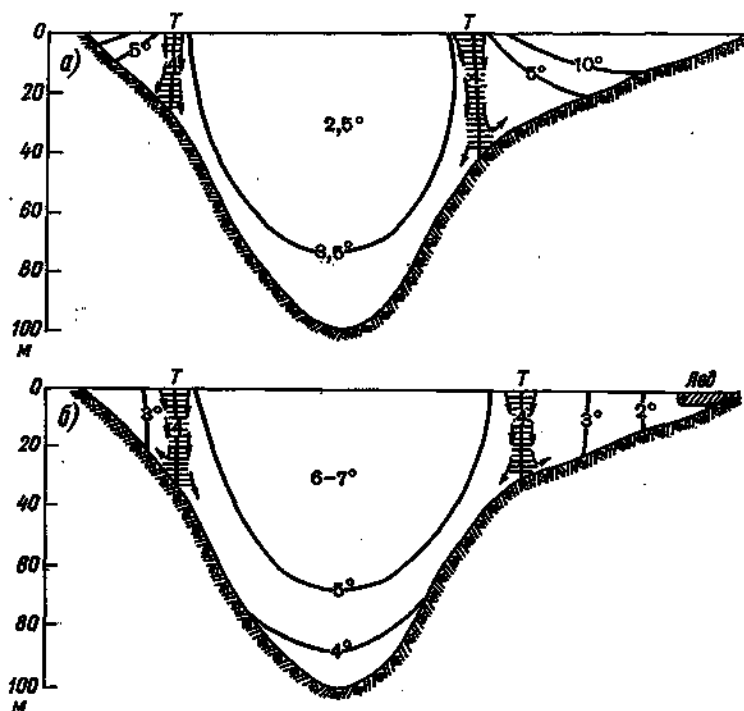


Рис. 134. Характерные температурные состояния Ладожского озера (по А. И. Тихомирову).

а — период весеннего нагревания, б — период позднего охлаждения,
Т — термический бар.

стратификации на прямую (весной) и прямой стратификации на обратную (осенью).

По мере нагревания воды фронт термического бара перемещается в направлении увеличивающихся глубин. Он исчезает тогда, когда во всем озере температура достигнет максимальной плотности. В крупных озерах, например в Ладожском, он исчезает лишь к середине июля. Осенью в этом озере термический бар появляется в начале ноября и надолго изолирует теплоактивную область от теплоинертной. Изоляция сказывается не только на температурных контрастах, циркуляции воды, но и на прозрачности, цвете, химизме и распределении планктона.

Термический бар обнаруживается в результате измерений температуры. В Ладожском озере его положение прослеживалось с самолета. Вследствие хорошо развитой конвергенции вод в поверхностном слое зоны смещения (уровень здесь несколько ниже) мелкие плавающие предметы, масло, пена образуют полосу на воде, указывая на его местоположение (рис. 133).

Явление термического бара хорошо объясняет резкие различия в температуре поверхности вод больших озер, наблюдаемые в начале гидрологического лета и осенью (рис. 134).

§ 187. Термическая классификация озер

Впервые термическая классификация озер была предложена Ф. Форелем. В соответствии с климатическими зонами, частотой и длительностью стояния температуры воды в озере выше или ниже 4°C им были выделены три типа озер: полярные, умеренные и тропические. Позже эта классификация уточнялась многими учеными (Ф. Рутнером, Уипплом, С. Иосимура, Монгеймом и др.). В результате дополнительно выделены озера субполярные, субтропические, тропические с двумя подтипами: влажных и сухих тропиков.

Полярные озера — температура поверхности в них всегда ниже 4°C , безледоставный период очень короток. Период циркуляции один — летом.

Субполярные озера — температура поверхности в них бывает выше 4°C только летом в течение короткого периода. Слой скачка выражен слабо. Два периода циркуляции — обычно в начале лета и ранней осенью.

Умеренные озера — температура поверхности выше 4°C летом и ниже 4°C зимой. Сезонные колебания значительны. Слой скачка выражен отчетливо. Регулярных периодов циркуляции два — весной и поздней осенью.

Субтропические озера — температура поверхности всегда выше 4°C . Колебания температуры в течение года велики, температурный градиент большой. Период циркуляции один — зимой.

Тропические озера — температура поверхности воды высокая, от 20 до 30°C . Годовые колебания незначительны, температурный градиент мал, но при высокой температуре градиент плотности достаточный для сохранения устойчивости. В озерах влажных

тропиков циркуляция происходит нерегулярно, обычно в холодное время года; в озерах сухих тропиков наблюдается более четкая сезонная периодичность циркуляции.

Хатчинсон и Леффлер (1956 г.) предложили в основу классификации положить число полных периодов циркуляции в году, учитывая связь этого процесса с климатической зональностью и вертикальной поясностью. Предложенная классификация относится к таким озерам, в которых происходит перемешивание всей водной

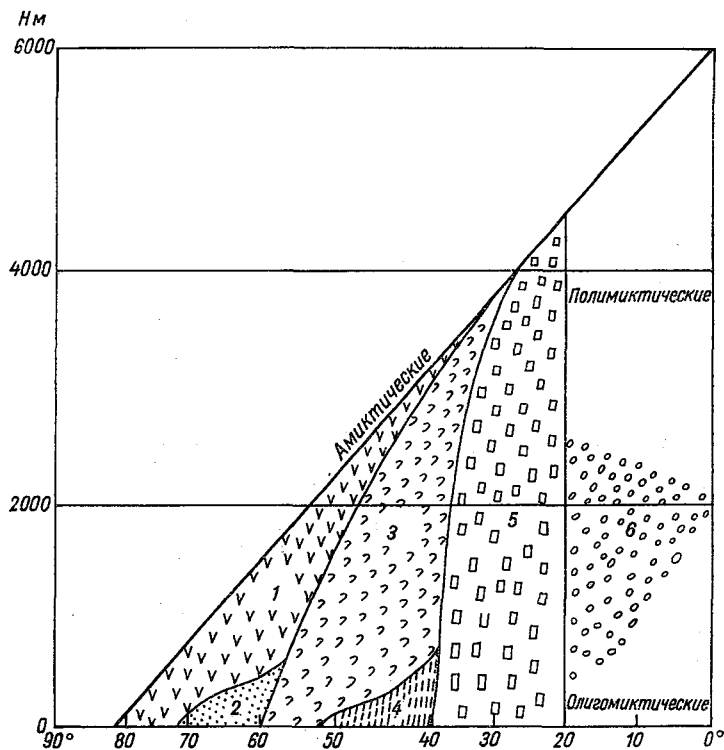


Рис. 135. Схема распространения озер голомиктического типа (по Леффлеру).

1 — холодные мономиктические, 2 — переходная область, 3 — димиктические, 4 — переходная область, 5 — теплые мономиктические, 6 — озера различных типов. По оси ординат — высота над уровнем моря, по оси абсцисс — градусы широты.

массы. Они названы голомиктическими (holo — целиком, mix — смешивать) в противоположность меромиктическим озерам, в которых в период циркуляции перемешиванием охвачена не вся водная толща, а только до некоторой глубины. Это может наблюдаться при резком солевом вертикальном расслоении озера (большей плотности нижних слоев озера по сравнению с верхними).

Среди голомиктических озер выделяются во внутритропической зоне: димиктические (циркуляция наблюдается 2 раза в году),

холодные мономиктические и теплые мономиктические (циркуляция наблюдается 1 раз). Эти озера соответствуют озерам умеренным, полярным и субтропическим, рассмотренным ранее.

В тропической зоне выделены полимиктические и олигомиктические озера. В полимиктических озерах часто наблюдается полная циркуляция, возникающая вследствие сильного нагрева поверхностных слоев воды днем и охлаждения ночью. Этот тип характерен для климата саванн и горных тропических лесов (озера Альберта, Рудольфа, Виктория — по Beadle). В олигомиктических озерах циркуляция происходит нерегулярно — в короткие периоды холодной погоды. Характерны эти озера для зоны влажных тропических лесов (озера Индонезии).

В полярной зоне выделяются амиктические озера, круглый год покрытые льдом (рис. 135).

§ 188. Замерзание озер

Появление первичных форм ледообразования и замерзание озер в одних и тех же климатических условиях происходят одновременно.

В глубоких и больших по площади озерах, подверженных действию ветра и обладающих большими теплозапасами, образованию льда предшествует сравнительно длительный период переохлаждения достаточно мощного слоя воды. Ветер, кроме того, механически препятствует формированию ледяного покрова, разрушая его. Известны случаи, когда ветер разламывал лед толщиной до 20 см (оз. Ильмень) и даже свыше 30 см (оз. Байкал). Взлом ледяного покрова на Байкале происходит под влиянием штормов типа боры. Срывающийся с гор ветер создает сильно пульсирующее и неравномерное давление на ледяной покров. Под ним возбуждаются волны, которые в свою очередь влекут за собой возникновение ледовых волн различных периодов, амплитуд и длин, распространяющихся в разные стороны. Короткие и высокие (до 10—15 см) ледовые волны вызывают разлом монолитного льда, не имеющего сквозных трещин, что наблюдали В. М. Сокольников и др. на оз. Байкал.

В больших озерах в период замерзания могут наблюдаться все первичные формы ледообразования, свойственные рекам (забереги, сало, внутриводный лед). Образование внутриводного льда характерно для волноприбойных зон больших озер. Местами образуется донный лед. Среди первичных ледовых образований у берегов и на самих берегах таких озер выделяются: брызговое обледенение, наблюдаемое в виде мощных напластований на отвесных скалах; ледяные наплески, образующиеся на пляжах и возникающие при замерзании воды, омывающей холодные камни и песок; ледяные валы на отмелях берегах, позже на заберегах, образующиеся под влиянием волнения. Местное название их «сокуи» (на Байкале), «рупасы» (на Онежском озере). Сокуи на Байкале формируются в основном из смерзающихся кристаллов внутриводного льда, выброшенного на отмель. Они достигают высоты до 2—3 м, иногда и выше. Под влиянием прибоя шуга иногда приобретает специфические формы в виде

ледяной гальки или ледяных шаров, известных на Байкале под названием «колобовники».

С накоплением в озере ледового материала возникает ледоход — свободно переносимый ветром и течениями плавающий лед. Специфической формой плавучих льдов в большом озере, так же как и в морях, являются блинчатый лед и ледяные поля, оторвавшиеся от берегового припая. Формирование ледостава, так же как и возникновение ледохода, происходит сначала на мелководье, в заливах и бухтах. Период замерзания больших озер растягивается на два-три месяца (Онежское, Ладожское, Байкал). Эти озера сплошь покрываются льдом только в январе. Отдельные глубокие плёсы в озерах Ладожском, Телецком, Онежском в теплые зимы не замерзают. Озеро Севан замерзает только в суровые зимы, оз. Иссык-Куль не замерзает.

Малые озера замерзают спустя несколько дней после перехода температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям. Обычно ледостав возникает путем смерзания заберегов. При резком похолодании пруды и озера (с небольшими площадями и глубинами) покрываются ледяной коркой в течение одной ночи. В последующие морозные дни происходит интенсивное нарастание льда.

Замерзание большей части озер на Европейской территории СССР в среднем, по данным наблюдений, происходит начиная с конца октября — начала ноября (Кольский полуостров, Северный Край) до середины декабря (Западная Украина, Молдавия).

§ 189. Ледяной покров

Поверхность ледяного покрова, структура льда, нарастание его толщин в озерах различны и зависят от условий замерзания осенью и мощности снежного покрова и температуры воздуха зимой.

На больших озерах чаще преобладает торосистый ледяной покров зернистого строения, состоящий из смерзшихся форм внутриводного льда (шуги) и отдельных льдин. Торосистые гряды имеют высоту 1,5—2 м, иногда достигают, например на Ладожском озере, шестиметровой высоты. И. В. Молчанов выделяет три основных вида озерного льда: 1) водный (озеровидный) — прозрачный лед кристаллической структуры, образующийся при штиле; 2) водно-снеговой (наслуз) — мутный беловатый непрозрачный лед, образующийся в результате смерзания пропитанного водой снега; он возникает на поверхности кристаллического льда при выходе воды озера по трещинам. Близок к нему по структуре зернисто-шуговой лед, возникающий при сильном волнении; 3) снеговой лед, образующийся при подтаивании и последующем замерзании лежащего на поверхности льда снега.

В районах с обильными снегопадами лед озер, как правило, имеет слоистое строение. При большой нагрузке снега лед погружается в воду (см. § 154) — образуется наслуз. При раннем и обильном снегопаде толщина насуза может превышать толщину

нижнего водного льда. Слоистость льда возникает также при торащении (подсовах).

В течение зимы ледяной покров испытывает деформации. Характерными являются трещины термического и динамического происхождения. При устойчивых морозах в результате сжатия ледяной покров разрывается на отдельные поля, достигающие, например на Байкале, по описанию Сокольников, 10—30 км в поперечнике. Ширина возникающих при этом сквозных трещин — станowych щелей — составляет несколько метров. При потеплении ледяные поля смыкаются, что приводит к образованию подсовов и торосистых гряд. Аналогичные явления наблюдаются при сильном ветре, способном привести к разрыву ледяного покрова и последующему смещению ледяных полей. Трещины часто образуются у берегов при снижении уровня в озере.

Нарастание льда в озерах происходит по тем же физическим законам, что и в реках (§ 154). Наиболее интенсивный рост льда наблюдается в первые дни (5—7 см в сутки) и в первые две-три декады после замерзания. Наибольшая толщина льда в озерах зависит как от гидрометеорологических условий зимы, так и от размеров самого озера, обладающего теми или иными тепловыми запасами. Толщина льда в озерах СССР в районах с неустойчивой и мягкой зимой не более нескольких сантиметров, в условиях сурового континентального климата 150—200 см и даже достигает 3 м (озера Хубсугул, Косогол; по Сокольникову).

В больших озерах северо-запада СССР средняя толщина льда в марте 50—60 см; на оз. Байкал толщина льда меньше, чем в соседних малых озерах, что объясняется более поздним ледоставом.

§ 190. Вскрытие озер

Вскрытие озер, так же как и рек, происходит под влиянием тепловых и динамических факторов. Роль тепловых факторов преобладает в процессе вскрытия малых озер. Быстрее под влиянием теплового эффекта разрушается прозрачный лед. Он теряет прочность и распадается на отдельные кристаллы. Белесовато-мутный зернистый водно-снеговой лед обладает большим альбедо, меньше пропускает солнечной энергии, и процесс разрушения его замедляется. У берегов снег и лед тают быстрее. Сначала появляются закраины, а затем очищается ото льда и все озеро. Весенний ледоход на малых озерах, как правило, не наблюдается. Малые озера европейской части СССР вскрываются, по данным наблюдений, на 8—15 дней позже, чем реки.

Вскрытие и очищение ото льда больших озер происходит одновременно на всей акватории, и процесс этот растягивается на 1,5—2 месяца, а иногда и более. Большая роль в процессе вскрытия крупных озер принадлежит ветру и в отдельных случаях течению. Так, в северо-западной части Южного Байкала происходит подтаивание льда под влиянием восходящих теплых течений уже в конце марта — начале апреля. Образуются промоины и полыньи. Отсюда

под действием ветра происходит во всех направлениях взламывание теряющего прочность, но еще толстого льда. Постепенно в разных частях озера возникает ледоход. Продолжительность его в среднем 12—20 дней. Очищение ото льда всего Байкала происходит к середине июня. Очищение ото льда Ладожского озера заканчивается в среднем во второй декаде мая.

Основная масса льда тает обычно в самих озерах, часть выбрасывается на берега и отмели и часть в случае сточного озера выносятся реками.

Сроки замерзания и вскрытия озер изменяются из года в год в зависимости от изменений гидрометеорологических условий. Значительные вариации наблюдаются в датах замерзания и вскрытия озер одного и того же климатического района, но разных по размерам и морфологическому строению котловины, на что обращал внимание И. В. Молчанов и позже Б. Б. Богословский.

ГЛАВА 42. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ОЗЕРНЫХ ВОД

Воды озер по своему химическому составу и минерализации весьма разнообразны. В противоположность морской воде в озерных водах нет постоянства соотношений между основными ионами. Среди озер мира встречаются озера с весьма малой минерализацией (30 мг/л, оз. Онежское) и очень большой соленостью, значительно превышающей соленость морских вод (свыше 300 г/л).

§ 191. Основные особенности формирования химического состава

Химический состав озерных вод тесно связан с составом питающих озеро поверхностных и подземных вод и, следовательно, зависит от комплекса физико-географических условий, свойственных тому или иному водосбору озера, а также от геологического строения водосбора и котловины озера. Первичный состав вод, поступающих с водосбора, под влиянием биохимических процессов, протекающих в озере, подвергается изменению. В результате формируется гидрохимический комплекс, свойственный или только данному озеру, или группе озер, типичных для того или иного ландшафта.

Степень изменения химического состава и минерализации поступающих извне вод в сильной степени зависит от водно-солевого баланса, проточности и водообменности озера.

В каждом озере существует некоторое равновесие (баланс) между поступлением химических элементов и их удалением. Уравнение химического (солевого) баланса в общем виде может быть выражено так:

$$V_{\kappa}C_{\kappa} - V_{\text{н}}C_{\text{н}} = V_{\text{п}}C_{\text{п}} - V_{\text{у}}C_{\text{у}}. \quad (169)$$

В этом уравнении $V_{\text{н}}$ и V_{κ} — объемы воды в озере на начальный и конечный отрезок времени; $C_{\text{н}}$ и C_{κ} — соответствующие этим

моментам концентрации ионов в озере; $V_{\text{п}}$ и $V_{\text{у}}$ — объемы поступающей и удаляемой из озера воды; $C_{\text{п}}$ и $C_{\text{у}}$ — концентрации ионов в этих объемах воды. В каждом отдельном случае при составлении баланса должны быть учтены все возможные основные элементы поступления и расходования химических элементов в озере. Сопоставление солевого баланса с водным позволяет судить о солеобороте в озере и изменении минерализации его вод.

Для большинства озер в приходной части баланса наибольшая роль принадлежит поступлению химических элементов с водосбора вместе с водами притоков.

В сточных озерах удаление растворенных веществ осуществляется вместе со стоком воды из озера, но в связи с замедленным водообменом возможно некоторое накопление солей и их метаморфизация, особенно под влиянием биохимических процессов. Это в большей степени касается небольших маломинерализованных, хорошо прогреваемых озер.

В бессточных озерах в силу расходования воды только на испарение происходит аккумуляция солей. Озеро осолоняется и может превратиться в минеральное.

Солевой баланс подсчитан лишь для отдельных больших озер. Анализ этого баланса для Ладожского озера (по Н. Ф. Соловьевой) показывает, что накопления основных ионов в озере не происходит. В небольших количествах осаждаются кремний, железо и фосфор. В оз. Севан соли, выпадающие в осадок (по С. Я. Лятти), составляют в среднем за год 54 000 т, а в Аральском озере — $11 \cdot 10^6$ т.

По степени солёности воды озер делятся на следующие типы: пресные (до 1‰), солоноватые (от 1 до 24,7‰), солёные (от 24,7 до 47‰), минеральные или соляные (свыше 47‰).

§ 192. Химический состав и гидрохимический режим пресных озер

В химическом составе озерных вод, как и других водных объектов, выделяются: основные ионы, биогенные вещества, микроэлементы, растворенные газы и органические вещества. Присутствие в воде основных ионов HCO_3' , CO_3'' , SO_4'' , Cl' , Ca'' , Mg'' , Na' и K' в тех или иных количествах определяет минерализацию воды и типовой ее состав.

Содержание в воде биогенных элементов (соединений азота и фосфора, кремния и железа) и изменение их концентраций тесно связаны с круговоротом веществ в озере и являются предметом специального изучения. То же относится и к органическим соединениям, находящимся в озере на разных стадиях распада.

Солевой состав озер подчиняется определенной географической закономерности. Несмотря на разнообразие этого состава в различных географических зонах, по преобладанию трех первых ионов в составе растворенных в воде веществ можно выделить характерные (по Г. А. Максимовичу) гидрохимические фации. Так, в озерах тундры преобладают Si и HCO_3' , в лесной зоне — ионы HCO_3' , Ca'' ,

в зоне степей — ионы $\text{SO}_4^{''}$, HCO_3' , Na^+ и K^+ , в зоне пустынь и полупустынь — ионы Cl' и Na^+ (см. рис. 59).

В каждой зоне можно обнаружить значительные отклонения от типового состава вод, связанные с местными условиями: геологическим строением водосбора и котловины озера, источниками питания и др. Азональными по составу вод являются карстовые озера. Большинство озер Центральной Якутии относятся к гидрокарбонатно-натриевой фации, а не к гидрокарбонатно-кальциевой в соответствии с местом их нахождения. Воды озер в долинах Урала, Эмбы, Сазиза и др. относятся к гидрокарбонатным, а не хлоридным, как воды большинства озер водораздельных пространств в пределах тех же широт.

Минерализация большинства пресных озер зоны постоянного увлажнения не превышает 200—300 мг/л. В больших, хорошо зарегулированных озерах этой зоны минерализация вод снижается до 60—100 мг/л (озера Байкал, Ладожское, Телецкое) и даже до 20—40 мг/л (Онежское). Этому способствует аккумуляция в крупных озерах на больший срок, чем в малых, маломинерализованных талых и дождевых вод притоков, являющихся основным источником питания этих озер. С переходом к зонам неустойчивого и недостаточного увлажнения по мере увеличения роли испарения в расходной части водного баланса соленость озерных вод увеличивается, несмотря на то что питающие озеро притоки несут воды сравнительно малой минерализации. Так, минерализация вод притоков оз. Севан невелика, порядка 140 мг/л, а минерализация вод самого озера достигает 718 мг/л. Воды, стекающие с хребтов Кунгей-Алатау и Терской-Алатау и питающие оз. Иссык-Куль, имеют весьма малую минерализацию, в то время как само озеро относится к солоноватым (5—8‰).

Соленость и солевой состав озерных вод не остаются постоянными. Они меняются по площади озера, по глубине и испытывают колебания во времени.

Основной причиной химической неоднородности в озере является несоответствие между составом и минерализацией вод озера и питающих его поверхностных и подземных вод. Способствует неоднородности замедленный водообмен, размеры, расчлененность котловины, изрезанность береговой линии, а также плотностное расслоение озера. Классическим примером химической неоднородности вод является оз. Балхаш. Соленость вод восточной половины Балхаша больше солености западной (вблизи устья р. Или) почти в 4 раза. По мере продвижения к восточной части озера происходит изменение состава за счет увеличения (по весу) ионов Na^+ и Cl' .

В озерах морских побережий, образовавшихся при поднятии участков дна морских заливов, например в оз. Могильном на о. Кильдин, в некоторых озерах Японии, в ряде норвежских фиордов, описанных в научной литературе, наблюдаются резкие изменения в солености воды по глубине. Различие в солености, а следовательно, и в плотности может быть настолько велико, что весенняя и осенняя циркуляции охватывают не всю водную массу, а лишь

поверхностные распресненные слои. На глубине создается застойная зона, лишенная кислорода.

Соленость и солевой состав воды в озерах испытывают сезонные и многолетние колебания. В сточных озерах эти колебания тем заметнее, чем больше водообменность озера. В сильно проточных озерах гидрохимический режим близок к речному. Бессточные озера засушливых областей умеренного климата весной сильно опресняются при заполнении талыми снеговыми водами, летом происходит осолонение. Многолетние колебания химического состава тесно связаны с циклическими колебаниями увлажненности больших территорий, изученными А. В. Шнитниковым.

Значительные изменения в составе вод озер наблюдаются под влиянием хозяйственной деятельности, особенно при сбросе в озеро сточных вод промышленных предприятий. При отсутствии очистки этих вод озера загрязняются.

§ 193. Минеральные (соляные) озера, их типы и распространение

Вода минеральных озер называется рассолом или рапой. Содержание ионов в рассолах обычно близко к насыщению. Перенасыщение их приводит к кристаллизации и осаждению солей (садке солей). Процесс этот сложный и является предметом самостоятельного исследования.

В зависимости от концентрации солей, их растворимости, температуры рапы происходит осаждение одной или последовательно нескольких солей. Минеральные озера, в которых происходит садка солей, называются самосадочными. Озера, в которых весь год сохраняется рапа, называются рапными, пересыхающие озера — сухими. Соляные отложения в озерах подразделяются на новосадку, старосадку и корневую соль. Новосадка — соль, выкристаллизовавшаяся из поверхностной рапы и осевшая на дно озера в данном году. При изменении физико-химических условий в этом же году она может вновь перейти в раствор. Нерастворившаяся новосадка уплотняется и переходит в слоистые отложения — старосадку, сохраняющуюся из года в год. При дальнейшей перекристаллизации старосадки образуется корневая соль. В некоторых соляных озерах накапливаются тонкодисперсные илы, известные под названием лечебных грязей. Такие озера называются грязевыми.

Химический облик рапы и донных отложений определяют основные компоненты, те же, что и в пресных водах. По преобладанию одного из анионов выделяются три типа озер: карбонатные, сульфатные и хлоридные.

Среди карбонатных озер наибольшее распространение имеют содовые озера (например, ряд озер Кулундинской степи, озеро Ван в Турции, некоторые озера Бурятской АССР).

Сульфатные озера характеризуются высоким содержанием сернокислых соединений солей Mg и Na . В них чаще осаждаются мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10 H_2O$) и эпсомит ($MgSO_4 \cdot 7 H_2O$). В СССР примером сульфатных озер служат озера Кучукское и Кулундинское,

озера в районе г. Черкесска (Северный Кавказ), некоторые озера Бурятской АССР, залив Кара-Богаз-Гол.

Хлоридные озера отличаются высоким содержанием хлористого натрия (озера Эльтон, Баскунчак, Индер, причерноморские озера в Крыму — Сакское, Сасык, прииртышские озера в районе г. Павлодара, южноастраханские озера и др.).

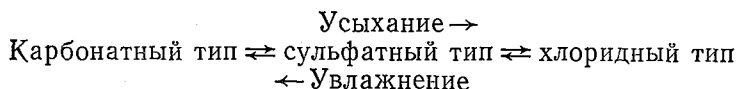
По происхождению рапы минеральные озера подразделяются на морские и континентальные.

Вода озер морского происхождения, первоначально близкая по своему составу к морской воде, постепенно под влиянием климата и материкового стока метаморфизуется. Возникают озера хлормагнезовые (Баскунчак, Куяльницкий лиман), хлоркальциевые (оз. Кала) и др.

Накопление солей в озерах континентального происхождения совершается постепенно за счет растворения солей, рассеянных в породах и почвах, слагающих водосборный бассейн, подземными и поверхностными водами. Часть минеральных озер континентального происхождения тесно связана с соляными куполами и соленосными толщами, располагающимися на поверхности или в недрах на различных глубинах. Таковы многие озера Прикаспийской низменности, Таджикистана, Восточной Сибири, озера Урало-Эмбинского района.

Под влиянием гидрометеорологических факторов солесодержание в озерах меняется. Эти изменения возможны в течение года со сменой сезонов и в многолетнем периоде в связи с колебаниями климата и общей увлажненности бассейнов озер. Изменение солесодержания влечет за собой ряд сложных химических реакций обмена и метаморфизацию солевого состава. Озера могут переходить из одного типа в другой. Так, хлоридное озеро может возникнуть из сульфатного, а последнее из карбонатного. Это связано с лучшей растворимостью хлористых солей по сравнению с сульфатными, а сульфатных по сравнению с карбонатными и более ранним выпадением последних в осадок.

По М. Г. Валяшко, переход из одного типа в другой может быть представлен по следующей схеме:



Зависимость минерализации воды озер от физико-географических условий и особенно от климата определяет географическую зональность в распределении соляных озер по земной поверхности. В Советском Союзе полоса соляных озер тянется от низовий Дуная на западе до Тихого океана на востоке, располагаясь главным образом в зонах степей, полупустынь и пустынь. В этой полосе находятся крупные озера — моря Каспийское, Аральское, оз. Балхаш и многие мелкие, порой временные соляные водоемы. Наиболее северное положение в этой полосе занимают карбонатные озера.

К соляным озерам за пределами Советского Союза относятся крупные озера Тибета — Тенгриноор, Кукуноор и др.

Небольшие группы соляных озер в Советском Союзе располагаются и значительно севернее указанной зоны. Они связаны с месторождениями ископаемых солей. Таковы озера Лено-Вилуйской впадины, озера в бассейне Кулоя, Бахмутской котловины, озера у г. Славянска, Старой Руссы и др.

Наибольшее промышленное значение имеют часто встречающиеся в самосадочных соляных озерах галит (NaCl), сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$), мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$), эпсомит ($\text{MgSO}_4 \times 7 \text{H}_2\text{O}$), астраханит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \text{MgSO}_4 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$), гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) и др.

§ 194. Газовый режим

Наибольший интерес в газовом режиме озерных вод представляет режим растворенного кислорода O_2 , свободной углекислоты CO_2 и сероводорода H_2S .

Газовый режим в озере, так же как и в море, тесно связан с термическим и биологическим режимом озера. Распределение газов по глубине иногда приобретает довольно сложный характер, объясняемый индивидуальными особенностями озера.

В озерах умеренной зоны выявлены следующие закономерности газового режима.

В больших и глубоких озерах (олиготрофного типа, см. § 196) с относительно низкими температурами воды в течение большей части года и малым количеством биогенных элементов режим газов, в частности режим растворенного кислорода, связан с термическим режимом водоема и условиями перемешивания в нем. Общее абсолютное содержание кислорода O_2 мг/л в водах этих озер повышенное и близкое к насыщению.

Максимальной концентрации кислород достигает в предледоставный период, что соответствует хорошей его растворимости при низкой температуре. Распределение растворенного кислорода по глубине подчиняется распределению температуры воды в озерах. В период весенней и осенней гомотермии кислород распределяется равномерно во всей толще. Летом кислородный максимум несколько смещается вглубь (рис. 136).

Концентрация CO_2 в этих озерах по абсолютной величине невелика; с глубиной она возрастает. Но по отношению к величине, которая должна бы быть при данной температуре, этот газ всегда содержится в избытке. Эффект воздействия биологических процессов в данном случае оказывается большим. Примером озер данного типа служат Телецкое, Онежское, Ладожское, небольшие горные озера.

В мелких, хорошо прогреваемых озерах (евтрофного типа), с обилием водных растительных и животных организмов и богатых органическими остатками, режим газов определяется биологическими процессами, протекающими во всей толще воды и в илах.

Летом во многих случаях в распределении кислорода наблюдается отчетливо выраженная стратификация, аналогичная температурной стратификации. От сильно насыщенных кислородом верхних слоев воды концентрация его убывает с глубиной (рис. 137). В неглубоких озерах окислительные процессы в придонных слоях и илах бывают настолько интенсивными, что образуется дефицит кислорода.

В слое металимниона летом возможны случаи резкого нарушения типового хода изменения концентрации кислорода с глубиной.

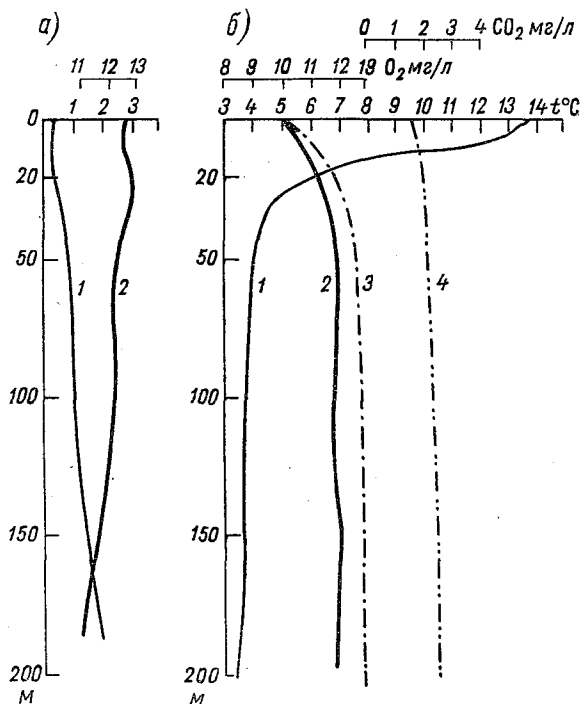


Рис. 136. Распределение по глубине температуры и растворенных газов в Телецком озере (по С. Г. Лепневой).

а — зима (7/II 1931 г.), б — лето (16/VIII 1929 г.); 1 — температура, 2 — кислород, 3 — нормальное количество кислорода при данной температуре, 4 — двуокись углерода.

Возможно как перенасыщение, так и дефицит его в этом слое. Перенасыщение обычно вызвано фотосинтезом. Одной из причин минимума кислорода в слое металимниона может быть накопление в этом слое легко окисляющихся веществ, задерживающихся в своем падении из верхнего слоя на границе с холодным слоем вследствие повышения его устойчивости.

Зимой, при ледоставе, приток кислорода становится ничтожным. К концу зимы содержание его уменьшается как в эпилимнионе, так и в особенности в нижних слоях озера. Интенсивное потребление кислорода в гипolimнионе может привести к полному его уничто-

жению — возникают заморы, гибнут требовательные к кислороду животные, в том числе и рыбы.

Максимальные запасы кислорода в подобных озерах наблюдаются в периоды весенней и осенней циркуляции.

Содержание свободной углекислоты с глубиной возрастает, так же как в озерах олиготрофного типа, с той лишь разницей, что иногда в эпилимнионе она почти полностью потребляется. В придонных слоях ее содержание может превосходить нормальное количество на сотни и иногда тысячи процентов.

В тропических озерах в течение длительного периода устойчивой стратификации запасы кислорода в гипolimнионе могут быть полностью исчерпаны. Если в этот момент под влиянием ветра или других причин произойдет смешение поверхностных и глубинных вод,

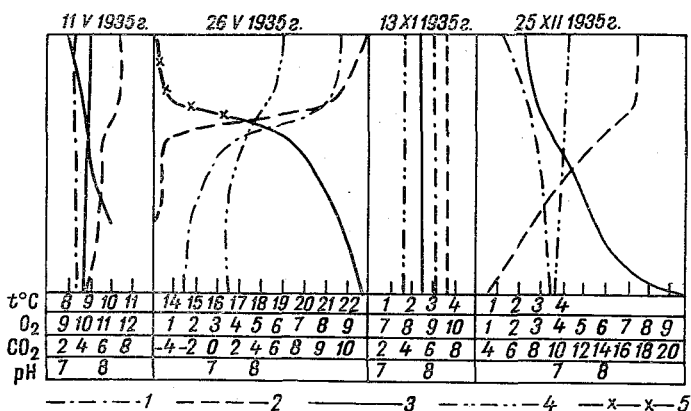


Рис. 137. Изменение температуры, содержания кислорода, двуокиси углерода, pH в разные сезоны года в оз. Белом (по данным С. И. Кузнецова).

1 — температура, 2 — O_2 мг/л, 3 — CO_2 мг/л, 4 — pH, 5 — CO_2 (в CO_2).

то в эпилимнионе на какой-то момент концентрация кислорода может резко снизиться, что иногда приводит к заморам. Такие катастрофические явления наблюдались в озерах на островах Ява и Суматра, в оз. Виктория.

Сероводород образуется в придонных слоях некоторых озер при разложении белковых веществ и при восстановительных процессах в отсутствии кислорода, главным образом зимой, когда затруднена аэрация.

Большое значение для понимания химических процессов, протекающих в озере, имеет активная реакция, или концентрация водородных ионов pH. Она отражает ход химических и биологических процессов в водоеме и подвержена сезонным, а иногда и суточным колебаниям. Наибольшие изменения pH прослеживаются в слабоминерализованных и богатых жизнью евтрофных озерах. Здесь концентрация водородных ионов тесно связана с газовым режимом (см. рис. 137).

ГЛАВА 43. ПРОЗРАЧНОСТЬ И ЦВЕТ ОЗЕР

Прозрачность озерных вод меняется в широких пределах, но редко достигает тех величин, которые известны для морей (см. § 44). Большей прозрачностью, как правило, обладают глубокие озера, расположенные в горных районах. Исключительно высокой прозрачностью (глубина исчезновения белого диска 40 м) отличаются воды оз. Байкал. Достаточно большая прозрачность в озерах Иссык-Куль (20 м), Телецком (22 м), Косогол (25 м), Севан (21 м). В Альпийских озерах прозрачность колеблется в среднем от 16 до 20 м. Малая прозрачность наблюдается в больших по площади, но мелких озерах, со дна которых илы легко взмучиваются при ветровом перемешивании вод (Балхаш, Ильмень, Зайсан), в озерах с хорошо развитым планктоном, а также в озерах, в питании которых большая роль принадлежит болотным водам, богатым гуминовыми кислотами. В некоторых озерах прозрачность падает до 0,3—0,5 м.

В одном и том же озере прозрачность неоднородна и колеблется во времени. Обычно в прибрежной зоне озер прозрачность меньше, чем в открытой части, по тем же причинам, что и в морях. Это отчетливо прослеживается в крупных озерах. Прозрачность меняется с глубиной. В глубоких озерах меньшей прозрачностью отличаются поверхностные слои в связи с развитием летом планктона и накоплением в зоне температурного скачка оседающих взвесей. В Ладожском озере в 1960—1962 гг. наблюдались два минимума прозрачности: в зоне температурного скачка и в придонном слое. Уменьшение прозрачности в придонном слое Б. М. Петров объясняет замедлением осаждения взвесей в этом слое из-за большей вязкости воды и возникновения конвективных движений у дна.

В сезонных колебаниях прозрачности вод озер намечаются зимний и осенний максимумы и весенний и летний минимумы. Иногда летний минимум сдвигается на осенние месяцы. В одних озерах наименьшая прозрачность обуславливается большим количеством наносов, доставляемых притоками в период половодья и дождевых паводков, в других — массовым развитием зоо- и фитопланктона («цветением» воды), в третьих — накоплением органических веществ.

Цвет озер, в отличие от морей (см. § 45), характеризуется большим разнообразием. Растворенные вещества, взвешенные минеральные частицы, микроорганизмы, по-разному поглощая, рассеивая и отражая свет, придают воде грязноватые и мутные оттенки, а при большом количестве взвесей различного происхождения озеро принимает их цвет. Вот почему озера, обладающие сине-зеленым цветом, встречаются сравнительно редко.

Среди озер СССР синим цветом обладают прозрачные воды некоторых горных озер (Иссык-Куль, Кара-Куль, Севан — в открытой части). Синий цвет имеет оз. Байкал и Аральское море (в открытой части). Голубовато-зеленый цвет характерен для горных озер Урала (Тургояк, Б. Кисягач). Более распространены озера с желтой,

желто-зеленой, желто-бурой водой, а на болотистых пространствах севера нашей страны — с бурой и даже коричневой водой. Желтая и коричневая окраска озерных вод обязана присутствию в воде гуминовых соединений.

Цвет воды в озере испытывает сезонные колебания и неоднороден в различных частях озера, так же как и прозрачность. Так, в открытой части оз. Байкал при большой прозрачности вода имеет темно-синий цвет, в районе Селенгинского мелководья — серовато-зеленый, а вблизи р. Селенги — даже бурый. В Телецком озере в открытой части цвет воды зеленый, а у берегов желто-зеленый. Масовое развитие планктона уменьшает не только прозрачность, но и изменяет цвет озера, придавая ему цвет находящихся в воде организмов. Во время цветения зеленые водоросли окрашивают озеро в зеленый цвет, сине-зеленые придают ему бирюзовую окраску, диатомовые — желтую, а некоторые бактерии окрашивают озеро в малиновый и красный цвета.

Гидрооптические характеристики воды — цвет и прозрачность — являются чувствительными индикаторами физического и биохимического состояния озерных вод. Вместе с другими физическими показателями они могут быть использованы для выделения различных по происхождению водных масс и изучения их трансформаций в озере, как это делается в настоящее время в отношении водных масс водохранилищ (см. § 203), океанов и морей (см. § 77). Показатели прозрачности и цвета воды использованы для выделения в Ладожском и Онежском озерах водных масс речного происхождения, поверхностных, глубинных и придонных. Они могут служить также показателями для выделения зон загрязнения водоема сточными водами.

ГЛАВА 44. ГИДРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОЗЕР

Органический мир в озерах разнообразен. В отличие от рек, в озере богаче растительность, более развит планктон, исключительно богата донная фауна. Это разнообразие объясняется не только различием гидрологических свойств рек и озер, но и тем, что в каждом водоеме создаются свои индивидуальные условия существования организмов. Эти его особенности проявляются на фоне зональных отличий, главным образом климата и его элемента — температуры воздуха. В основе жизни водного населения лежит обмен веществ, в процессе которого водные организмы изменяют среду своего обитания. Это отчетливо проявляется в изменении содержания солей и растворенных газов, образовании озерных отложений, зарастании водоемов, изменении цвета и прозрачности воды и других явлениях. Таким образом, изучение гидрологами водоема озерного типа не может происходить без учета биотического фактора. Идеей о всестороннем изучении озер и процессов круговорота энер-

гии и органического вещества в них были проникнуты большинство докладов на прошедшем в г. Ленинграде в 1971 г. Международном конгрессе лимнологов.

§ 195. Краткая характеристика основных мест обитания организмов в озере

В водоемах суши, так же как и в морях, выделяются два основных местообитания водных организмов: дно и водная толща, а все обитатели водоемов в соответствии с их образом жизни и передвижения распадаются на три основные группы: планктон, бентос, нектон.

Специфические условия существования организмов в водоеме создаются прежде всего в двух зонах: литорали и пелагиали с профундалью.

Литораль — прибрежная область, в отличие от глубинной, имеет сравнительно однородный по вертикали температурный и кислородный режим. Частично это относится и к освещению. Вместе с тем на отдельных участках прибрежной зоны наблюдается и большее разнообразие. Суточные и сезонные колебания температуры в прибрежной зоне значительно больше, чем в глубинной. Зимой в умеренных широтах происходит замерзание воды, на отдельных участках озера до дна, летом — нагревание до 25—30° С. Разнообразие вносят геологические породы, слагающие тот или иной участок берега, различная крутизна склона дна, защищенность побережья от действия ветра, а следовательно, и волнения, большая или меньшая степень инсоляции и т. д. По этим причинам обитатели литорали отличаются от обитателей глубинной области и характеризуются большей дифференциацией.

Для литорали характерно наличие высшей растительности, с которой тесно связана фауна прибрежной полосы. Растения дают животным пищу. Присутствие крупных растений задерживает волнение и создает по берегам тихие участки, в которых температурный, кислородный, световой режим оказывается чрезвычайно благоприятным для существования животных в летнее время.

Пелагиаль с профундалью. В пелагиали глубоких озер размещение планктона подчиняется вертикальной зональности. Верхний слой (эпилимнион) является зоной фотосинтеза — зоной богатого развития фото- и зоопланктона. В слое металимниона в развитии планктона значительное место занимают бактерии. В нижнем слое — гипolimнионе — поселяются нетребовательные к кислороду планктонные формы (веслоногие рачки и протозои).

В течение года в связи с изменением физико-гидрологических свойств и в первую очередь температуры, определяющих условия питания и жизни, наблюдается смена основных форм, особенно фитопланктона. Зимой фитопланктон почти исчезает.

В больших по площади озерах наблюдается своеобразное распределение планктона и по акватории — от берегов к середине озера происходит его обеднение.

Условия жизни профундали своеобразны: амплитуда колебания температуры здесь мала; содержание газов (O_2 , CO_2 , H_2S) испытывает значительные колебания в течение года и определяется мощностью иловых отложений; освещение дна слабое. В связи с этим главную массу бентоса составляют илолюбивые виды животных и бактериально-грибковая флора. Зеленая растительность в профундали отсутствует. Развитию бактерий способствует накопление на дне органического вещества. Животное население профундали представлено главным образом олигохетами, моллюсками и личинками комаров.

§ 196. Круговорот органического вещества и биологические типы озер

Организмы каждого озера тесно взаимосвязаны между собой и окружающей средой. В процессе их жизнедеятельности и взаимосвязи с окружающей средой осуществляется круговорот органического вещества и энергии в озере. В верхних слоях воды и в литорали происходит образование органического вещества. Осуществляется оно главным образом путем фотосинтеза высшими растениями и водорослями, использующими углекислоту и минеральные соединения. Синтез органического вещества из неорганического производится в процессе хемосинтеза некоторыми автотрофными бактериями (например, серобактериями, нитрофицирующими бактериями). Готовое органическое вещество и некоторое количество биогенов поступают в водоем также с его площади.

В процессе фотосинтеза зеленые растения проявляют много индивидуальных черт. Диатомовые водоросли, например, развиваются при относительно низких температурах ($16-18^\circ C$) и наличии в воде кремния, сине-зеленые водоросли — при более высоких температурах. Первые появляются при несколько большем содержании в воде железа и фосфора по сравнению со вторыми и меньшем количестве аммонийного азота.

Органическое вещество, поступившее извне или синтезированное в озере, видоизменяется. Водоросли и высшие растения широко используются животными для питания. Их поедают простейшие, губки, коловратки, ракообразные, моллюски, личинки и мальки рыб и сами рыбы. Животные потребляют также растворенные и разлагающиеся коллоидные вещества. Важным пищевым ресурсом служат бактерии. Они синтезируют в себе белковые вещества. Хищники поедают (избирательно) животных других видов. Растительные и животные организмы, отмирая, подвергаются сложному биохимическому распаду, который происходит как в толще воды, так и на дне озера.

Биохимические процессы в толще воды протекают при большом потреблении кислорода. Активно содействуют разложению органического вещества микроорганизмы. В процессе своей жизнедеятельности они разлагают его до элементарных биогенных соединений. Последние усваиваются растениями и таким образом вновь возвращаются в круговорот веществ. Органическое вещество в озерах

даже средних глубин в результате деятельности бактерий иногда разлагается раньше, чем успевает достичь дна. На дне процессы разложения происходят в условиях отсутствия или недостатка кислорода и обычно не достигают конечных стадий. Органическое вещество сохраняется в том или ином виде, образуя озерные илы.

Таким образом, круговорот веществ в водоеме (рис. 138) состоит из следующих звеньев: 1) синтез органического вещества в водоеме; 2) поступление органического вещества в водоем с водосборной пло-

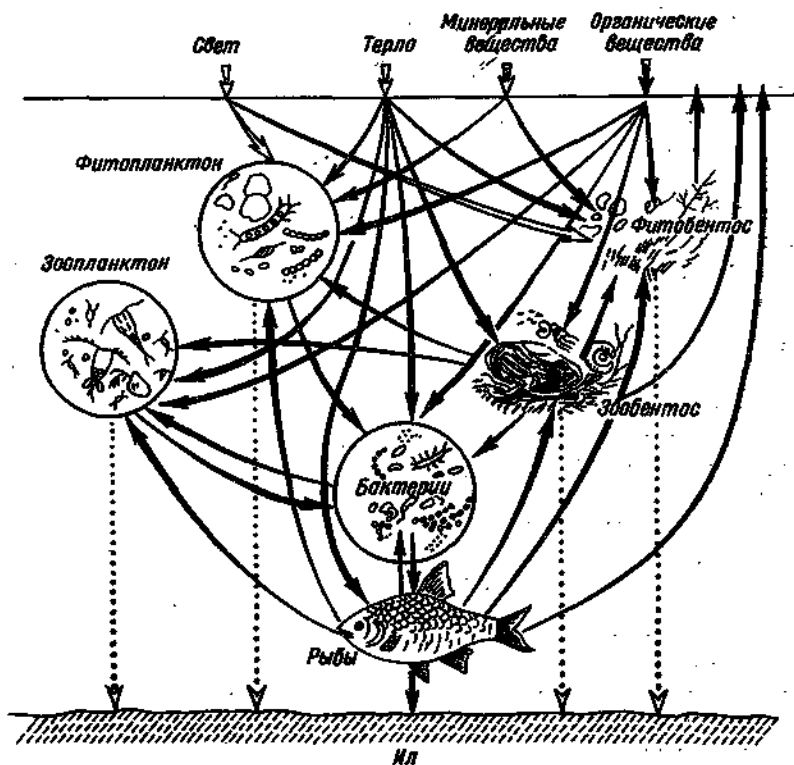


Рис. 138. Схема круговорота вещества в водоеме (по В. И. Жадину).

щади; 3) разложение (минерализация) органического вещества; 4) потребление и преобразование разлагающихся веществ бактериальными, растительными и животными организмами; 5) потребление живых организмов, синтезирующих органическое вещество; 6) потребление животных животными. В конечном итоге в процессе круговорота через пищевые (трофические) связи появляются такие организмы, которые используются человеком.

Озера по характеру круговорота веществ и интенсивности биологических процессов представляют большое разнообразие. Интенсивность этих процессов связана с географическим окружением озера, его индивидуальными особенностями, в частности

с гидрохимическим режимом. А. Тинеман и Э. Науман выделили три крайних типа озер: олиготрофные, евтрофные и дистрофные (трофос — по-гречески питание, ев — много, олигос — мало, дис — недостаточно). В основу деления положены условия питания в водоемах.

Евтрофные озера характеризуются большим содержанием питательных биогенных веществ, из которых на первом месте стоят соединения азота и фосфора. Обычно это неглубокие, с хорошо развитой литоралью, прогреваемые летом водоемы. Условия для развития высшей растительности и фитопланктона благоприятны. Для них характерно расслоение водной массы, резкое уменьшение кислорода ко дну. Прозрачность небольшая, цвет от желтых до бурых оттенков. Иловые отложения богаты органическими остатками. Такие озера распространены среди плодородных почв. В СССР эти озера преобладают в средней полосе Европейской территории.

Олиготрофные озера содержат малое количество биогенных элементов, в результате они бедны планктоном. Обычно это глубокие, со слабо развитыми литоралью и прибрежной растительностью водоемы. Температура воды в гипolimнии низкая. Отличаются большой прозрачностью и зеленовато-голубоватыми оттенками воды. Вода насыщена кислородом (у дна не менее 60—70%), поэтому органические остатки интенсивно минерализуются и донные отложения бедны ими. Условия для развития животных благоприятны на всех глубинах. К олиготрофным озерам относятся многие горные озера, водосборы которых сложены кристаллическими породами, озера с преобладанием на водосборе песчаных почв, с маломощными четвертичными отложениями.

Дистрофные озера бедны питательными веществами. Среди органических веществ преобладают гуминовые кислоты. Цвет воды бурый. Фитопланктон и высшая водная растительность развиты слабо. На дне озера накапливается слой торфянистого ила, мало питательного для животных. Содержание кислорода в воде понижено, он расходуется на окисление гуминовых веществ. Озера этого типа расположены среди болотных ландшафтов.

В современных условиях бурного развития сельскохозяйственного и промышленного производства и роста населения усиливается влияние антропогенного фактора на формирование режима вод озер и отложений в них. Многие ученые (см. работы Л. Л. Россоломо) обращают внимание на внезапные типологические изменения озер, вызванные антропогенным евтрофированием. Главными признаками евтрофирования первоначально олиготрофного озера являются: резкое обогащение фитопланктоном до сильного цветения сине-зеленых водорослей и соответственно повышение уровня продукционно-биологических процессов; изменение газового режима (обеднение кислородом гипolimниона и появление сероводорода); уменьшение прозрачности; накопление сапропеля (см. § 199) и др. Основная причина евтрофирования озер (по существу, вторичного загрязнения) — это повышенное поступление в них фосфора и азота. Источником вторичного загрязнения озер являются сбросы сточных вод, эрозия почв, сток воды с полей при высоких нормах внесения

удобрений, сбросы вод некоторых видов промышленных предприятий.

Таким образом, распространившееся в последнее время евтрофирование озер (особенно сильное в озерах Швейцарии, ГДР, США) имеет в основе антропогенные изменения в ландшафтах, окружающих озеро.

Тщательное изучение связей озера с окружающей его географической средой и происходящих в ней изменений раскрывает возможности регулирования процесса евтрофирования.

§ 197. Биомасса и продуктивность озера

Общее количество вещества в живых организмах, приходящееся на единицу поверхности дна или единицу объема воды в озере, выражаемое в весовых единицах, называется биомассой. Можно учитывать биомассу организмов одного вида, группы видов или всех организмов. Систематически наблюдая за количественным изменением биомассы, можно установить ее колебания за некоторый промежуток времени, определить средние, максимальные и минимальные величины. Накопление биомассы связано с индивидуальным ростом и размножением, уменьшение — с естественным отмиранием, гибелью организмов в условиях неконтактной среды и выловом их из водоема. Свойства водоема в целом воспроизводить органическое вещество в виде живых организмов называется биологической продуктивностью. Результат реализации этого свойства вследствие хозяйственной деятельности человека на водоеме есть биологическая продукция, получаемая большей частью в виде конечного животного продукта — рыбы. Наиболее ценными в промысловом отношении рыбами являются: озерный лосось, форель, сиг, чехонь, судак, корюшка, снеток и др.

Изучив водоем всесторонне, человек может контролировать звенья биологической продуктивности и улучшать условия существования более ценных пород рыб.

§ 198. Схема зарастания озера

Зарастание водоемов есть нормальный процесс их развития. По мере заполнения озерной котловины наносами, принесенными извне и формирующимися в самом озере, создаются условия для произрастания растений сначала в прибрежной зоне, а затем и по всему озеру. В процессе зарастания озера растительность обычно располагается от берегов по направлению к центру озера концентрическими зонами с характерными представителями ее в каждой зоне. Это является результатом различной степени освещенности прибрежной зоны, неоднородности грунта, изменения химических и термических условий.

Вблизи уреза поселяются влаголюбивые растения (осоки, лютики, незабудки, болотник и т. п.). Эти растения находятся не постоянно в воде, а лишь временно, при повышении уровня. Далее, на береговой отмели развиваются земноводные растения (озерный

хвощ, узколистные осоки, рогозы, желтый ирис и др.). За ними к центру озера на глубине около 2 м располагается зона камышей (тростники, камыши, рогозы). Стебли тростника могут возвышаться над водой на 3 м и более. На глубине 2,5—3 м укореняются представители полупогруженных растений: белые кувшинки, желтые кубышки, водяная гречиха, плавающие редсты. Поверхность воды этой зоны покрыта плавающими листьями, цветами и затенена. Глубже располагается зона погруженных растений — зона рдестов. Стебли этих растений вытягиваются к поверхности с глубины 3—5 м. Далее, к центру озера, развиваются растения, не требовательные к свету. Обычно на глубине 5—12 м располагается зона подводных лугов — хар, или водяных мхов. В озерах Байкал и Иссык-Куль она опускается до 40—50 м.

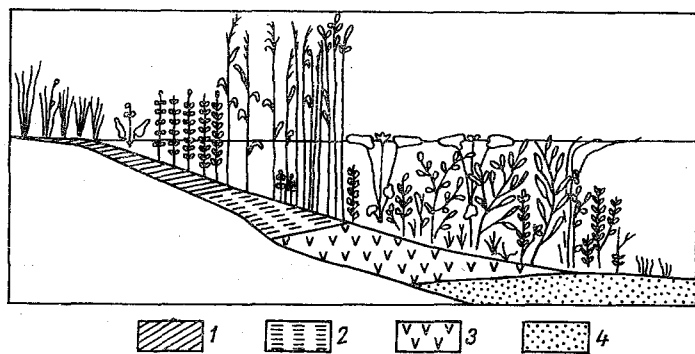


Рис. 139. Схема зарастания озера наступлением зарослей по склону дна (по С. Г. Лепневой).

1 — торфянистый ил, 2 — тростниковый торфянистый ил, 3 — крупнозернистый ил, 4 — мелкозернистый ил.

Остатки отмирающих растений, населяющих ту или иную зону, падают в пределах своей зоны. Это способствует обмелению озера и накоплению илов. Уменьшение глубин той или иной зоны создает неблагоприятные условия для произрастания растений данной зоны. В результате одна растительная зона сменяется другой. Растительность распространяется по всему озеру. Таким образом, водоем зарастает путем надвигания периферийных зон растительности на глубоководную часть. Постепенно одна растительная зона выпадает за другой. Происходит это до тех пор, пока растительность озера не сменится растительностью болот (рис. 139).

Озера превращаются в болота не только путем зарастания, но и путем нарастания зыбуна, или слябины, состоящей из живых и отмерших растений. Основную массу слябины составляет сфагновый мох, опирающийся на корневища и побеги других растений. Слябина растет в толщину и от берега к центру водоема. Растительные остатки слябины оседают на дно и заполняют котловину. Развитие слябин наблюдается обычно в озерах со слабой минерализацией и у приглубых берегов с небольшим прибоем.

ГЛАВА 45. ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

§ 199. Происхождение и распределение донных отложений. Озерные илы

В озерах постоянно происходят процессы аккумуляции веществ, приносимых извне или формирующихся в самом озере. Этому способствуют замедленный водообмен и условия относительного покоя некоторых слоев водной массы, недоступных волнению. Поэтому и дно и склоны озерной котловины всегда покрыты теми или иными отложениями, образующими грунты водоемов. В литорали на мелководьях, подверженных волнению, осаждается более крупный материал. В зависимости от характера и строения берегов, волновой деятельности и поступающих речных наносов верхняя часть литорали покрыта каменистыми россыпями, валунами, галечниково-песчаными, песчаными, песчано-илистыми или торфянистыми отложениями. Под воздействием волнения и течений происходит сортировка продуктов разрушения, более мелкие частицы осаждаются в глубоких местах и удаленных от берега частях водоема или у берегов, защищенных от прибоя. Большая часть озерного ложа — профундаль и часть литорали, недоступная волнению, покрыта иловыми отложениями, характерными для озер.

Озерные илы состоят из тонких минеральных и органических частиц. Химический состав их очень сложен. Первое представление о нем дает сопоставление содержания минеральных и органических веществ, получаемого при прокаливании воздушно-сухого ила. Остаток от прокаливании (зольный остаток) приближенно характеризует неорганическую часть ила, потеря при прокаливании — органическую часть.

Остатки организмов вместе с минеральными частицами скопляются в придонном слое — пелогене; в нем и происходит начальная стадия илообразования. Осевший на дно материал подвергается воздействию биологических и физико-химических процессов. Эти процессы с течением времени сильно видоизменяют первоначальные отложения, превращая их в характерные озерные илы. Большую роль в илообразовании играют микроорганизмы бактериально-грибковой флоры, в изобилии населяющие илы.

Верхние слои ила представляют собой рыхлую полужидкую массу, легко взмучиваемую. С глубиной илы уплотняются. По степени зольности озерные илы весьма разнообразны. В глубоких холодных олиготрофных озерах, подобных Телецкому, Ладожскому или Онежскому, главным илообразующим материалом является мельчайший аллювий, зольность илов таких озер велика и составляет 85—95%. Среди малозольных илов выделяются два крайних типа: сапропель и торфянистые илы.

Илы типа сапропеля характерны для евтрофных озер. Илообразующим материалом является главным образом материал, возникающий в самом озере, так называемый автохтонный («самородный»). В составе органического вещества преобладает отмерший

планктон. Разложение органического вещества в этих озерах часто носит характер гниения. Сложнейшие физико-химические процессы в пелогене протекают в условиях недостатка или полного отсутствия кислорода, в результате чего органическое вещество не разлагается до конца, а преобразуется в коллоидную аморфную массу, богатую жировыми, белковыми и воскообразными элементами. Цвет их оливковый, серый, черный, с зелеными оттенками. Мощность сапропеля достигает иногда нескольких метров, и в отдельных озерах водная масса занимает меньшую часть, чем иловая. Зольность таких илов снижается до 20% и менее.

Торфянистые илы характерны для озер дистрофного типа с заболоченными лесными водосборами. Собственные внутренние органические ресурсы таких озер (планктон, бентос) бедны. В составе илов поэтому преобладают вещества, принесенные извне, — аллохтонные («чужеродные»). Накопление иловых осадков происходит главным образом за счет обрывков мхов и других растений, сплавин, а также остатков древесной растительности. Цвет таких илов бурый и коричнево-бурый.

Иловые отложения не представляют собой однородной массы. Работами советских биологов установлено микрзональное строение иловых толщ. Объяснение наличия микроструктуры в илах нашло отражение в работах Б. В. Перфильева. Тончайшие, измеряемые нередко долями миллиметра горизонты ила — микрзоны — есть следствие сезонных изменений в водоеме, проявляющихся в процессе осаждения веществ и последующего биологического преобразования их. Подсчет микрзон в толще ила позволяет установить возраст отложений и величину годичного прироста ила. Так, возраст двухметровой толщи черного лечебного ила Сакского озера был определен в 1620 лет при среднем годичном приросте 1,3 мм. В характере годовых приростов намечается периодичность, что позволяет сделать ряд интересных выводов для климатологии и геологии.

§ 200. Зональность озерных отложений

Мощность и состав озерных отложений тесно связаны как с гидрологическими и биохимическими процессами, происходящими в самом озере, так и с особенностями той ландшафтной зоны, в которой озеро расположено. В связи с этим в распределении озерных отложений по территории проявляется широтная зональность. Закономерность эта хорошо отражена на схематических картах озерных отложений земного шара и европейской части СССР, составленных В. В. Алабышевым (1932 г.). Для земного шара им выделено пять зон озерных отложений: 1) зона тундры с маломощными сапропелевыми пресноводными отложениями (до 0,5 м), 2) зона таежно-подзолистая с мощными сапропелевыми пресноводными месторождениями (до 30 м), 3) зона субтропических и тропических пресноводных озерных сапропелей, 4) зона солоноводных сапропелитов и минеральных грязей и 5) вертикальная горная зона пресноводных

сапропелей (до 10 м). Последняя, по существу, является азональной. Среди пресноводных озерных отложений европейской части СССР Алабышевым выделены в зависимости от геологического строения тех или иных областей следующие районы озерных отложений.

1. Районы кремнеземистых илов. Эти илы образуются в результате скопления створок диатомовых водорослей или наносов песка. Встречаются на Кольском полуострове.

2. Район известковистых илов. Эти илы распространены на Силурийском плато, в бассейне Печоры.

3. Районы железистых озерных отложений (озерных железных руд). Встречаются в Карелии, в Полесье.

4. Районы глинистых илов. Распространены в областях моренных отложений.

Озерные отложения имеют большое практическое значение. Из сапропеля при соответствующей обработке, так же как и из нефти и горючих сланцев, можно получить ряд весьма ценных продуктов: бензин, керосин, смазочные масла и др. Некоторые виды сапропеля могут быть использованы в качестве корма для скота.

Отложения минеральных озер в виде различных минеральных солей (поваренной соли, мирабилита, соды, калия, натрия, брома, и др.) используются в качестве ценного сырья для химической, фармацевтической, электрометаллургической промышленности и в сельском хозяйстве для удобрения. Илы минеральных озер имеют высокие лечебные качества и широко применяются в бальнеологии.

ГЛАВА 46. ВОДОХРАНИЛИЩА И ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА

§ 201. Основные понятия

Водохранилища — искусственные водоемы. Они предназначены для задержания, накопления, хранения и перераспределения во времени воды — регулирования речного стока с целью использования его для удовлетворения нужд народного хозяйства: выработки электрической энергии, орошения, водоснабжения, водного транспорта. Большие водохранилища обычно обслуживают несколько отраслей народного хозяйства.

Водохранилища создаются путем возведения плотин, перегораживающих долину реки, путем обвалования речной поймы. В водохранилища превращены некоторые озера путем искусственного повышения их уровня с помощью плотин, построенных вблизи истоков вытекающих из них рек. На больших реках создаются каскады водохранилищ. Малые водохранилища, создаваемые на мелких звеньях гидрографической сети, называют прудами, а в земляных выемках — **копаными**.

Площадь водохранилищ различна: от нескольких гектаров до нескольких тысяч квадратных километров. Размеры некоторых водохранилищ не уступают большим озерам мира. В СССР наибольшими водохранилищами (по площади), не считая Иркутского и Верхне-Свирского, образованных путем подпора уровня Байкала и Онежского озера, являются Куйбышевское (5900 км²) и Братское (5500 км²). За рубежом к крупным водохранилищам относятся: Карiba — на р. Замбези, Мид — на р. Колорадо, Гаррисон — на р. Миссури и др.

Размеры площадей водохранилищ и другие морфометрические элементы сильно меняются при колебании уровней. Так, площади Рыбинского, Цимлянского, Куйбышевского водохранилищ сокращаются в 1,5—2 раза при максимальном снижении уровней по сравнению с наивысшим проектным уровнем, что, естественно, не может не отразиться на изменении их гидрологического режима, преобразовании берегов и дна котловины.

По форме в плане и строению котловины водохранилища делят на речные и озерные. Речные водохранилища (иногда их подразделяют на русловые и долинные) образуются в результате затопления русел и долин рек (Горьковское, Волгоградское, Усть-Каменогорское и др.). Форма их вытянутая, очертания уреза повторяют очертания русла или долины. Длина во много раз превышает ширину. Наибольшие глубины располагаются в местах затопленных русел и увеличиваются в направлении к плотине.

Водохранилища озерного типа возникают в случае подпора озер, а также при затоплении не только русел и речных долин, но и приводораздельных пространств и междуречий (Рыбинское), бессточных котловин (Куямазарское водохранилище в бассейне Зеравшана). Некоторые авторы выделяют озерно-речные водохранилища. Они возникают при затоплении речных долин и их озеровидных расширений (Куйбышевское, Цимлянское и др.).

Водохранилища, созданные в долинах рек, совмещают в себе признаки озера и реки. С озером их сближает замедленный водообмен и как следствие расслоение водной массы. Сходство с рекой заключается в постоянстве поступательного движения воды, наблюдаемого в их верхних участках и по оси бывших затопленных русел. Это создает большую проточность (водообменность) в водохранилищах по сравнению с озерами и тенденцию к нарушению стратификации.

Таким образом, двойственная природа водохранилища и искусственное регулирование стока его вод создают своеобразие в уровне, термическом, химико-биологическом, ледовом режиме и динамике его водной массы. В крупных речных и озерно-речных водохранилищах по морфометрическим особенностям котловины и по степени соответствия режима речному или озерному типу выделяются характерные участки: нижний — приплотинный, всегда глубокий, с преобладанием режима озерного типа; средний — промежуточный, глубоководный только при высоких уровнях; верхний — мелководный, расположенный главным образом в пределах подто-

пленного русла и поймы, где в режиме преобладает речной тип и участок выклинивания подпора. Границы этих участков условны. Иногда их намечают по характеру режима волнения, меняющегося в связи с изменением глубины и амплитуды колебания уровней.

§ 202. Особенности уровня режима

Режим уровней в водохранилище управляется человеком и тесно связан с наполнением водохранилища, режимом работы гидроэлектростанции, забором воды на орошение, спуском воды для поддержания судоходных глубин ниже плотины и т. д.

Выше плотины, перегораживающей реку, накапливается вода, возникает подпор (повышение уровня), распространяющийся на крупных водохранилищах на сотни километров. Подпруженные воды затопляют пойменные и надпойменные террасы, а иногда и коренные берега. Естественный режим реки преобразуется не только выше плотины (в верхнем бьефе), но и ниже нее (в нижнем бьефе). Характер этих преобразований зависит от величины подпора, количества воды, накопившейся в водохранилище, и типа регулирования речного стока, т. е. искусственного перераспределения стока во времени. Различают водохранилища многолетнего, сезонного, годового, недельного и суточного регулирования стока. При многолетнем регулировании производится перераспределение стока между многоводными и маловодными годами, при сезонном — перераспределение стока в каждом году между сезонами. Недельное и суточное регулирование стока обычно не связано с естественными колебаниями стока в эти периоды, а вызывается неравномерной выработкой гидроэнергии в течение недели или в течение суток. В выходные дни и ночью в связи со снижением выработки энергии в водохранилищах накапливается вода, а в нижних бьефах ГЭС расходы воды и уровни резко снижаются. Водохранилища многолетнего регулирования обеспечивают все виды регулирования стока. Для обеспечения многолетнего регулирования стока полезный объем водохранилища должен быть большим, равным примерно 20—50% годового стока реки, для сезонного меньше, около 8—20% годового стока, для суточного еще меньше.

В водохранилище различают несколько характерных уровней, главные из них: нормальный подпорный уровень (НПУ) и уровень мертвого объема (УМО). НПУ — наивысший проектный уровень верхнего бьефа, выше которого подъем уровня в водохранилище, как правило, не допускается. УМО — минимальный уровень водохранилища при сработке его полезного объема, допустимый в условиях нормальной эксплуатации водохранилищ. Выделяют также форсированный подпорный уровень (ФПУ). Он выше НПУ и допустим при пропуске вод половодий и паводков редкой повторяемости. Длительность стояния его невелика.

На разных (по длине) участках водохранилища отметки уровня воды неодинаковы. Они постепенно повышаются от плотины вверх по течению и достигают наибольшей величины в зоне

выклинивания подпора. Это повышение уровня характеризует кривая подпора (рис. 140).

В годовом цикле уровня режима водохранилищ гидроэлектростанций многолетнего и сезонного регулирования выделяются три фазы: подъем, относительно устойчивое стояние уровней и спад. Фазы подъема и спада выражены отчетливо. Первая совпадает с периодом половодья, во время которого происходит сравнительно быстрое наполнение водохранилища до наибольших отметок (обычно до НПУ). Фаза спада длительная и продолжается чаще с середины лета до конца зимы — начала половодья следующего года. Эта фаза — результат искусственной сработки полезного объема водохранилища. Фаза относительно устойчивых уровней, близких по высоте к НПУ, не всегда отчетливо выражена. Длительность ее для

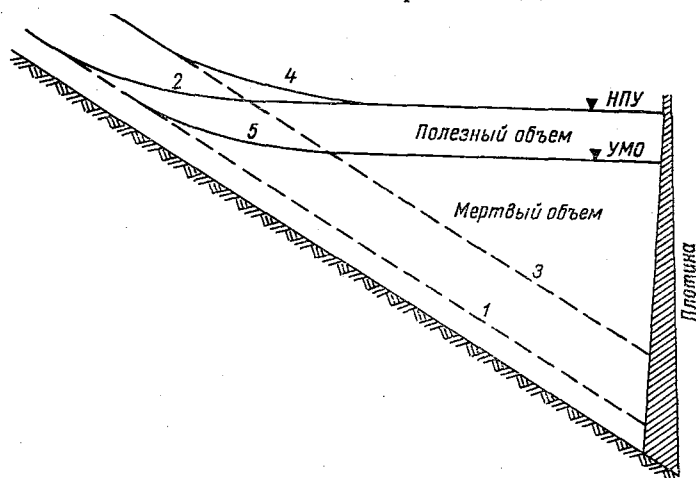


Рис. 140. Характерные уровни водохранилища.

1 — меженный уровень реки в естественных условиях, 2 — то же, после подпора, 3 — максимальный уровень реки в естественных условиях, 4 — то же, после подпора, 5 — уровень при сработанном полезном объеме.

разных водохранилищ и разных по водности лет неодинакова. В водохранилищах, воды которых в значительной части используются для ирригации (орошение, промывка засоленных почв), выделяются два периода: вегетационный и невегетационный. Период орошения в течение вегетационного периода совпадает с половодьем на горных реках (Кавказ, Средняя Азия). В уровненом режиме водохранилищ такого типа в вегетационный период наблюдаются две фазы: подъем (в среднем апрель—май) и спад (май—сентябрь).

Обычно после фазы спада наблюдается осенне-зимнее повышение уровня, длящееся либо до весны, либо нарушаемое в конце зимы — начале весны недлительным понижением (сработкой) (рис. 141).

На больших водохранилищах уровень режим различен на разных участках. Наибольшие отклонения уровня от есте-

ственных колебаний уровней реки происходят на нижнем участке водохранилища. По мере удаления от плотины в направлении к зоне выклинивания подпора ход уровней становится близким к ходу уровней на реке в естественном состоянии.

Амплитуда колебаний уровней на больших водохранилищах равнинных рек достигает 8—12 м, на горных — до 80—100 м.

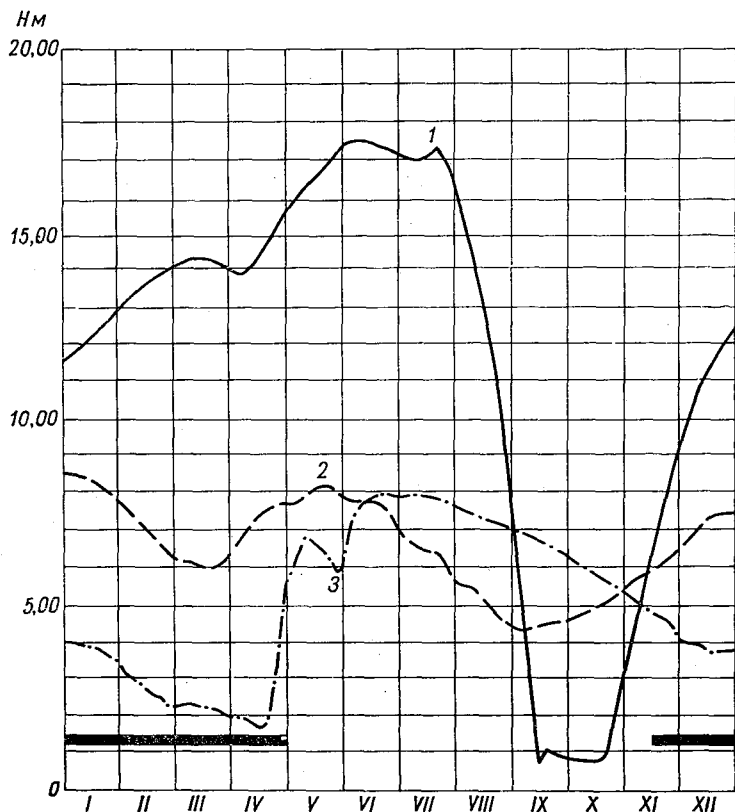


Рис. 141. Уровенный режим водохранилищ.

1 — Каттакурганское (1958 г.), 2 — Кайраккумское (1961 г.), 3 — Куйбышевское (1964 г.).

Колебания расходов воды и уровней в нижних бьефах водохранилищ гидроэлектростанций зависят от режима работы ГЭС и сбросов воды через плотину и шлюзы. В периоды половодий и паводков расходы воды и уровни понижаются (ниже Рыбинского водохранилища, у г. Ярославля, на 4—7 м), в период межени повышаются (ниже Горьковского водохранилища, например, на 1,5 м) по сравнению с уровнями реки в естественном состоянии. Для нижних бьефов, как было отмечено, характерны резкие колебания для суточных и недельных периодов. Амплитуда этих колебаний достигает 2—4 м. Постепенно затухая, суточные колебания прослеживаются ниже

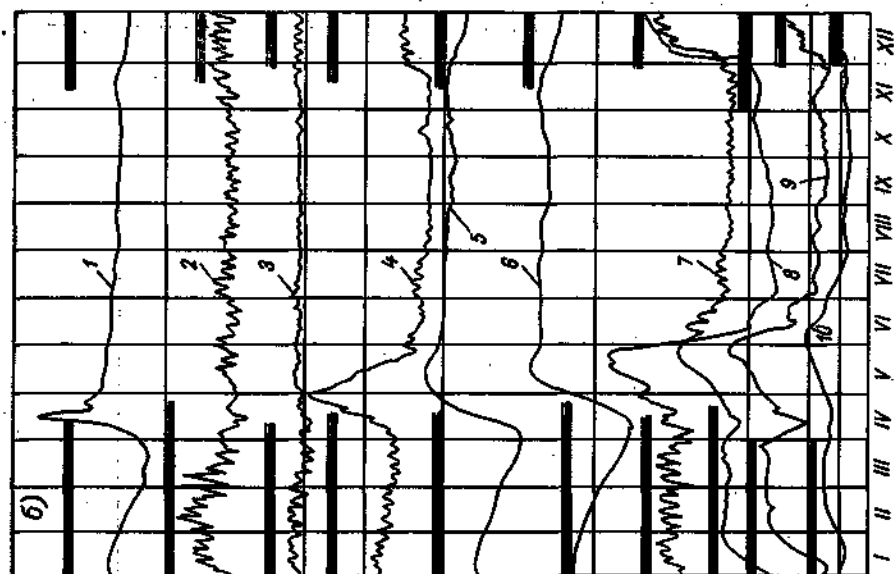
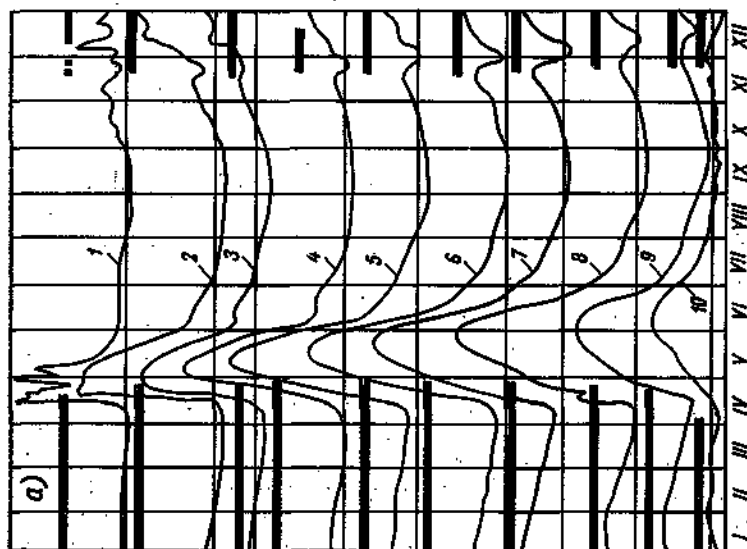


Рис. 142. Графики колебания уровня в основных створах р. Волги до сооружения водохранилищ (а) и после сооружения (б), (по М. И. Львовичу).

1 — Калинин, 2 — Рыбинск, 3 — Ярославль, 4 — Горький, 5 — Вязовье, 6 — Тетюши, 7 — Куйбышев, 8 — Саратов, 9 — Волгоград, 10 — Астрахань.

плотины на десятки километров. Сезонное регулирование стока сказывается на режиме уровней нижних бьефов на протяжении сотен километров. Так, Бухтарминская ГЭС оказывает влияние на уровеньный режим Иртыша на участке длиной 1500 км.

При наличии каскада водохранилищ уровеньный режим подвергается значительным преобразованиям на всем протяжении, что отчетливо видно на примере реки Волги (рис. 142).

На водохранилищах наблюдаются сгонно-нагонные колебания уровней. Благоприятствует развитию сгонов и нагонов вытянутая форма водохранилища с осью, совпадающей примерно с направлением наиболее часто повторяющихся ветров. Так, на Цимлянском водохранилище на концевых его участках при северо-восточных и юго-западных ветрах разность уровней достигает 1 м и более. Характерно, что наибольшая разность уровней на конечных участках водохранилища наблюдается в начале нагона, т. е. когда еще не установилось компенсационное течение.

§ 203. Водные массы

При изучении водохранилищ в последние годы (Н. В. Буторин и др.) уделяется большое внимание водным массам (см. § 77), их происхождению, трансформации и перемещению. Изучение этих масс, несомненно, целесообразно. С их перемещением связан перенос тепла, растворенных солей и газов, взвешенных органических и неорганических веществ. Изучение водных масс как среды обитания организмов позволяет лучше познать, биологические процессы, протекающие в водоеме, и изучить распределение организмов в нем.

Для выделения и характеристики водных масс используется комплекс показателей: температура, цветность, прозрачность, электропроводность, содержание в воде отдельных ионов. Изучение водных масс в Горьковском и Рыбинском водохранилищах показало, что их различное происхождение прослеживается в течение всего года. Формирование водных масс зависит от физико-химических особенностей вод, поступающих с водосбора главным образом за счет речного стока; для Рыбинского водохранилища, например, за счет

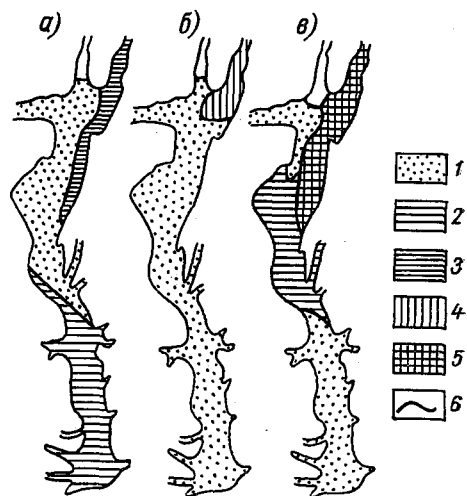


Рис. 143. Размещение водных масс различного происхождения в Горьковском водохранилище (1962 г.).

а — 18—23/VI, б — 19—26/VII, в — 1—7/IX; 1 — волжские воды, 2 — трансформированные волжские воды, 3 — воды половодья р. Унжи, 4 — меженные воды р. Унжи, 5 — воды дождевого паводка р. Унжи, 6 — границы водных масс.

стока Шексны, Мологи, Согожи; для Горьковского водохранилища — стока рек Унжи, Волги, Немды (рис. 143).

Распределение и перемещение водных масс в водохранилище определяется характером водообмена, так же как в морях и озерах.

§ 204. Особенности термического и ледового режима

По термическому режиму водохранилища отличаются от рек неоднородностью температуры, а от глубоководных озер неустойчивой стратификацией и относительно высокими температурами придонных слоев в летний сезон. В температурном режиме водохранилищ много общего с температурным режимом мелководных озер. Однако в период весеннего нагревания проявляются некоторые особенности, свойственные, в частности, Рыбинскому водохранилищу. На эти особенности обратил внимание В. И. Рутковский. В Рыбинском водохранилище повышение температуры, начинающееся еще подо льдом, прекращается; температура воды в водохранилище временно понижается из-за заполнения его котловины снеговыми водами притоков, температура которых близка к 0°C . В дальнейшем, во вторую половину весны, температура воды в водохранилище связана также с притоком речных вод, но уже относительно более теплых. Интенсивное прогревание водохранилища происходит сначала вблизи устьев притоков, в губах и на мелководьях. В этот период в разных частях водохранилища можно наблюдать одновременно температуру от 0 до 10°C , обратную, прямую стратификации и гомотермию. Для периода осеннего охлаждения характерна гомотермия вплоть до появления льда, когда температура принимает значения, близкие к 0°C , по всей глубине, что связано с ветровым перемешиванием водной массы мелководного водохранилища. Зимой при ледоставе в проточных районах возникшая с осени гомотермия сохраняется при температуре, близкой к 0°C ; в малопроточных происходит постепенное прогревание придонных слоев воды и установление обратной стратификации. В нижних бьефах прогрев воды весной и охлаждение осенью отстают по срокам от естественных условий на 5—10 дней. В связи со сбросом из водохранилища вод, более теплых осенью и более холодных весной, годовая амплитуда колебаний температуры меньше по сравнению с амплитудой колебаний температуры воды рек в естественном состоянии.

В водохранилищах, так же как и в естественных водоемах, осенью наблюдаются все формы ледовых образований. Появление первичных форм ледовых образований наблюдается одновременно с появлением их на реках данной климатической зоны. Сроки же образования сплошного ледяного покрова могут наступать раньше или позже по сравнению с реками в зависимости от размеров водохранилища, скоростного режима и запасов тепла в нем.

Большие водохранилища замерзают одновременно. Ледостав образуется сначала в заливах на мелководьях и на этих участках устанавливается раньше по сравнению со сроками наступления ледостава на реке. Глубоководные участки замерзают позже, чем реки

данной климатической зоны. Так, например, верхний участок Цимлянского водохранилища замерзает, по данным И. Балашовой, на 9 дней раньше, чем р. Дон до сооружения ГЭС, а нижний приплотинный участок замерзает на 4 дня позже.

На широких участках водохранилищ перед ледоставом в большом количестве образуется сало, внутриводный лед, шуга, льдины. Под влиянием ветра массы льда прибывают к наветренному берегу. В связи с этим у наветренного берега ледостав образуется раньше и характер его иной (поверхность торосистая, подо льдом скапливается шуга), чем у подветренного берега (поверхность льда ровная). В период ледостава бывают полыньи. Они возникают в сушениях водохранилищ в связи с увеличением скоростей течения и турбулентным перемешиванием водных масс, тепло которых, накопленное в летний период, расходуется на подтаивание ледяного покрова снизу. Полыньи также часто приурочены к зоне водоприемников ГЭС, где скорости течения велики. На Куйбышевском водохранилище, например, влияние работы ГЭС прослеживается на расстоянии 4 км от плотины.

Толщина льда на водохранилищах неодинакова. Наибольшая толщина наблюдается у берегов и в зоне выклинивания подпора, где в период ледостава образуются нагромождения льда, приносимого рекой. В среднем на одних водохранилищах, например Цимлянском, толщина льда больше, чем на реках, на 15—20%, на других (Новосибирском) различий в толщине льда рек и водохранилищ не обнаружено.

Особенностью ледового режима водохранилищ, как, впрочем, и некоторых озер, является оседание льда на дно мелководий. Это происходит зимой по мере понижения уровня воды. Лед деформируется, появляются трещины, местами вода выступает на поверхность и образуется наслуз. Ледяные поля, опустившиеся на дно, в отдельных водохранилищах занимают площади в десятки и сотни квадратных километров.

Вскрытие водохранилищ и очищение ото льда происходит по-разному. В верхней части речных водохранилищ в разрушении льда большое участие принимают динамические факторы. По мере продвижения к приплотинному участку роль динамических факторов ослабевает. Ледоход, характерный для рек, здесь не бывает, но наблюдается ветровой дрейф льда, отчасти под влиянием течений. На малых водохранилищах лед тает на месте. Очищение водохранилищ ото льда происходит позже, чем рек данной климатической зоны (Новосибирского на 10—15 суток). Характерное явление при вскрытии — формирование заторов льда в зоне выклинивания подпора и нагромождение льда у наветренных берегов и на отмелях порой мощностью до 6 м (Цимлянское водохранилище).

Ледовый режим в нижних бьефах водохранилищ в значительной степени зависит от количества сбрасываемой воды и ее температуры. Вблизи плотины вода не замерзает вовсе или замерзает на короткие сроки. Ледяной покров формируется на расстоянии иногда несколько десятков километров ниже плотины. Положение кромки

ледяного покрова меняется: при похолодании и уменьшении попусков воды из водохранилища она приближается к плотине, при потеплении и увеличении попусков удаляется от нее. В отдельные периоды при прекращении работы ГЭС на ночь или в праздничные дни возможно замерзание полыньи. Утром следующего дня при пуске станции лед взламывается и участок реки вновь очищается ото льда. Таким образом, в отдельных местах наблюдается суточная (недельная) периодичность замерзания и вскрытия. В период ледостава в нижних бьефах бывают зажоры.

§ 205. Особенности гидрохимического режима

По гидрохимическому и гидробиологическому режиму водохранилища ближе к озерам, чем к рекам.

Затопление территории с плодородными почвами, торфяниками, древесной, кустарниковой и травянистой растительностью ведет к изменению гидрохимического и гидробиологического режима вод, поступающих в водохранилище. В первые годы существования водохранилищ происходит некоторое увеличение минерализации за счет солей, вымываемых из почв затопленных территорий. Это увеличение более заметно в засушливых областях и в малых водохранилищах. Меняется и химический состав. Увеличивается содержание соединений азота, фосфора, железа. Создаются условия для интенсивного развития растительных и животных организмов, а следовательно, и обогащения водоема органическими веществами. В результате меняется газовый режим, особенно в придонных слоях: уменьшается содержание кислорода (O_2) и увеличивается содержание углекислого газа (CO_2).

В последующие периоды существования водохранилищ формирование гидрохимического режима происходит под влиянием климатических воздействий и искусственного регулирования речного стока. Большое влияние оказывает проточность водохранилищ. В Рыбинском водохранилище, например, минерализация воды весной почти одинакова с минерализацией воды притоков Мологи, Шексны и Волги. В другие сезоны она ниже, чем на притоках: летом и осенью на 40 %, зимой на 20 %.

Характерным является изменение минерализации по акватории, что обуславливается поступлением различных водных масс с водосбора и последующей их метаморфизацией в водоеме. Так, по данным С. А. Первишина, минерализация в верхней части Цимлянского водохранилища увеличивается от весны (297 мг/л) к осени (469 мг/л), что отражает колебания ее в р. Дон, питающей водохранилище. В центральной части водохранилища весной минерализация больше, чем летом, когда она наименьшая в году. Такой режим минерализации в центральной части водоема является результатом вытеснения из верхних участков водохранилища более минерализованных вод водами половодья Дона и последующего смешения их водных масс. В приплотинном участке водохранилища в результате смешения аккумулированных ранее и вновь поступающих водных

масс минерализация меняется меньше. Зимой она увеличивается от плотины к верховьям.

Содержание растворенного кислорода в воде водохранилищ также меняется. Летом в озеровидных расширениях в процессе фотосинтеза воды обогащаются кислородом. В штилевую погоду у поверхности, как и в озерах, может наблюдаться перенасыщение кислородом, у дна возможен его дефицит. В зимнее время в местах, удаленных от русел впадающих рек, также отмечается дефицит кислорода. Это особенно отчетливо было выражено в первый год наполнения Новосибирского водохранилища, когда (по данным М. В. Петренко) при небольшом слое затопления пойменных участков кислород был почти полностью поглощен в результате биохимических процессов, происходящих на дне. Весной и осенью при хорошем перемешивании поверхностные и придонные слои обычно насыщены кислородом.

§ 206. Волнения и течения

Ветровое волнение в водохранилищах достигает значительных размеров в глубоководных озеровидных расширениях. Зарегистрированы волны высотой 3 м и более (Куйбышевское водохранилище). Отличительной особенностью в развитии волн на водохранилищах является влияние глубины и частые переходы от системы волн глубокой воды ($H \geq 0,5 L$, где H — глубина водоема, L — длина волны, см. § 53) к системе волн мелкой воды ($H < 0,5 L$) и наоборот. Подобное явление хорошо заметно при переходе от нижней глубоководной зоны водохранилища к верхним мелководным. Волны при этом переходе становятся более крутыми. Второй отличительной чертой является влияние на развитие волн конфигурации водохранилища и изрезанности береговой линии. В узких участках водохранилищ, в заливах, обрамленных крутыми берегами, может наблюдаться одновременно несколько систем волн: основных, дифракционных и отраженных от крутых берегов. При интерференции они создают более сложную систему волнения, чем в прилегающем озеровидном расширении. Часто возникает толчея.

На одних и тех же участках водохранилища с изменением уровня, а следовательно, и с изменением глубин при одинаковых скорости и направлении ветра высоты волн меняются.

Характерным для водохранилищ является образование длинных волн, возникающих при неравномерной работе ГЭС в течение суток и при резких колебаниях расходов воды во время пусков из водохранилищ. Эти волны охватывают всю толщу воды. От ГЭС волна распространяется вверх по водохранилищу и именуется обратной. При отражении от берегов этой волны формируется прямая волна (по отношению к общему направлению уклона водной поверхности в водохранилище). По наблюдениям на Куйбышевском (П. Ф. Чигиринский) и Рыбинском (А. С. Литвинов) водохранилищах, длинные волны распространяются на большие расстояния, порядка 200—400 км. Скорость распространения их составляет

около 40 км/ч, высота волны достигает 20—60 см. Продвижение длинных волн вызывает постоянные изменения уровня воды, причем разные в отдельных пунктах водохранилища. Вследствие этого водная поверхность приобретает волнистый характер.

Течения наиболее изучены в крупных водохранилищах. Система течений в этих водоемах сложная. Отчетливо проявляются стоковые течения, ветровые и компенсационные. Скорости их обычно невелики и измеряются сантиметрами в секунду. Стоковые течения являются устойчивыми, особенно в период наполнения водохранилищ. В зоне выклинивания подпора и в верхнем участке водохранилища, главным образом в затопленных руслах основных рек, стоковые течения хорошо прослеживаются.

В приплотинном участке стоковые течения возникают под влиянием сброса воды через турбины ГЭС и во время холостого сброса воды через водосливную плотину. В этом случае в водохранилище создаются условия, близкие тем, которые вызывают стоковые течения в озерах вблизи истока вытекающей из него реки. Течения эти в больших водохранилищах распространяются на несколько километров от плотины и имеют достаточно большие скорости. Так, в Куйбышевском водохранилище, по данным А. И. Елисеева, в 1,5 км от плотины скорость стокового течения достигала 1,1 м/с, в 20 км от нее, в бывшем русле Волги, она была равна 0,25—0,35 м/с.

Ветровые и компенсационные течения наиболее заметны в озеровидных расширениях водохранилищ. Наблюдаются они часто, но по направлению и скорости неустойчивы, так же как и в озерах. В больших водохранилищах распространены вдольбереговые течения, которым принадлежит определенная роль в формировании берегов.

Периодические изменения уклонов водной поверхности, обусловленные прохождением прямой и обратной волны, являются причиной возникновения специфических течений в водохранилищах типа градиентных, еще слабо изученных.

Сочетание всех типов течений со стоковыми осложняет систему течений водохранилищ, видоизменяет их направление и скорость. При наличии каскада ГЭС во время прекращения работы верхней ГЭС и понижения уровня в нижнем бьефе водохранилища этой ГЭС возможно образование обратных уклонов водной поверхности на участке между двумя плотинами: верхней и нижней. Это может явиться причиной возникновения обратных стоковых течений в водохранилище, расположенном на данном участке. Подобное течение впервые отмечено на волжском участке Рыбинского водохранилища в связи с прекращением работы Угличской ГЭС и описано в работе А. С. Литвинова.

§ 207. Формирование берегов водохранилища

Начальная форма берегов и береговой зоны вновь созданных водохранилищ обычно не соответствует новым условиям воздействия на них водных масс. Это несоответствие приводит к интенсивным

деформациям в береговой зоне и созданию новых форм берегов, образованию береговой отмели, характерной для озер.

Берегами водохранилищ чаще становятся коренные склоны долин и террас. В новых условиях эти берега испытывают все виды воздействия водной среды и прежде всего волнения и течений. Изменяются как надводные, так и подводные части склонов.

Волны, особенно штормовые, интенсивно размывают коренные склоны котловины в первую стадию формирования берега. В эту стадию (по А. В. Караушеву) преобладает нормальный к береговой линии перенос продуктов разрушения и формирования береговой отмели. Во вторую стадию, после образования береговой отмели, происходит выравнивание береговой линии, обычно вначале весьма расчлененной. Большую роль в формировании берега в этой стадии, помимо волнения, выполняют вдольбереговые течения. Обладая хорошей транспортирующей способностью вследствие больших скоростей и высокой турбулентности, эти течения перемещают продукты разрушения от зон размыва (обычно мысов) к зонам аккумуляции (заливы, бухты), где появляются бары и косы.

В зависимости от первоначальной высоты и крутизны склонов котловин и литологического состава пород, слагающих берега водохранилищ, переработка их происходит по-разному. Крутые склоны и большие прибрежные глубины определяют абразионный цикл развития берега. Берег отступает. При малых уклонах заливаемой суши (2—3°) берег формируется по аккумулятивному типу развития и береговая черта в результате этого выдвигается в сторону водохранилища. У песчаных берегов небольшой крутизны образуются отмели, при большой крутизне — осыпи, а в тех случаях, когда песок сцементирован железистыми соединениями, возникают обрывы (Рыбинское водохранилище).

Берега, сложенные лёссовидными суглинками, разрушаются не только вследствие волнения, но и в результате намокания грунта как ниже уреза, так и выше него при содействии грунтовых вод в зоне подпора со стороны водохранилища. Смачивание грунтов, особенно лёссовых и лёссовидных суглинков, приводит к изменению их физических свойств, уменьшению объема, а в конечном итоге к просадке грунта, образованию трещин, провалов. Все это способствует обрушению берега и его отступанию. Подобные явления, аналогичные процессам суффозии, наблюдаются на многих южных водохранилищах (Цимлянском, Каховском, Дубоссарском и др.). Просадочные явления проявляются также в известковых и гипсовых породах и обуславливаются карстовыми явлениями, усиливающимися при подъеме уровня грунтовых вод вблизи водохранилищ.

Под влиянием насыщения грунтовыми водами пористых пород интенсивное развитие получают оползневые явления, также способствующие разрушению берегов водохранилища (Куйбышевское).

Некоторую роль в формировании берегов водохранилищ играет засоренность их древесными остатками, кустарником, сплавами

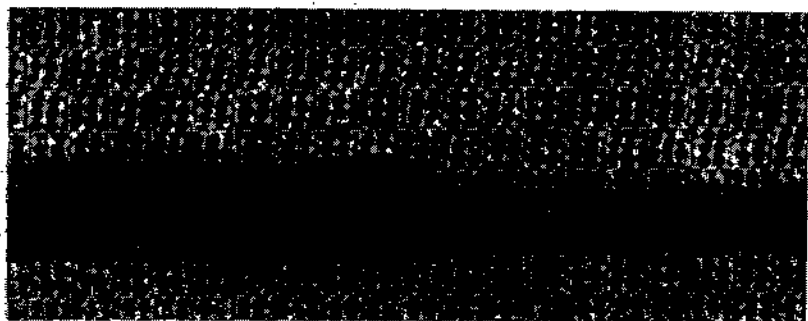
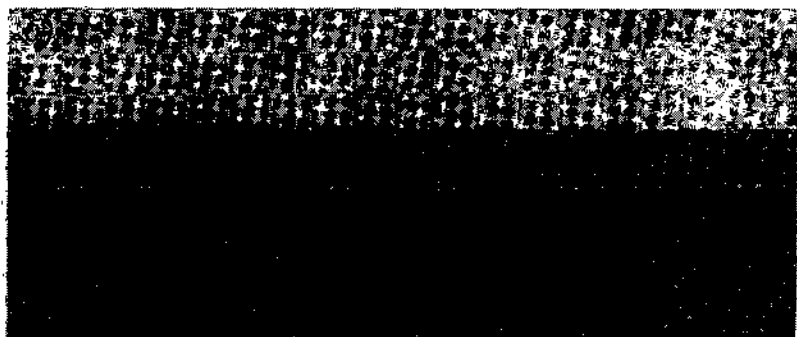
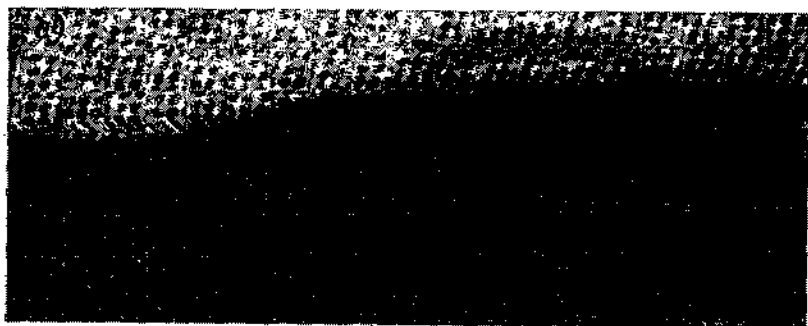


Рис. 144. Размыв берегов Цимлянского водохранилища. Сентябрь 1953 г.
(Фото С. Л. Вендрова.)

а — верхняя зона, берег почти не разрушается, *б* — средняя зона, берег разрушается при высоком стоянии уровня воды, *в* — нижняя зона, берег интенсивно разрушается при любом заполнении водохранилища.

торфа. Плавник гасит волну при подходе ее к берегу, предохраняет его таким образом от размыва и способствует процессам аккумуляции. Но иногда, во время шторма, плавающие бревна действуют на берег как таран и усиливают его обрушение.

Процессы формирования берегов в различных участках одного и того же водохранилища протекают с различной интенсивностью в зависимости от силы и повторяемости волнения. На мелководных участках (в зоне выклинивания подпора) береговые деформации мало заметны. В озеровидных расширениях с большими глубинами (приплотинный участок) они отчетливо выражены. Здесь сильнее

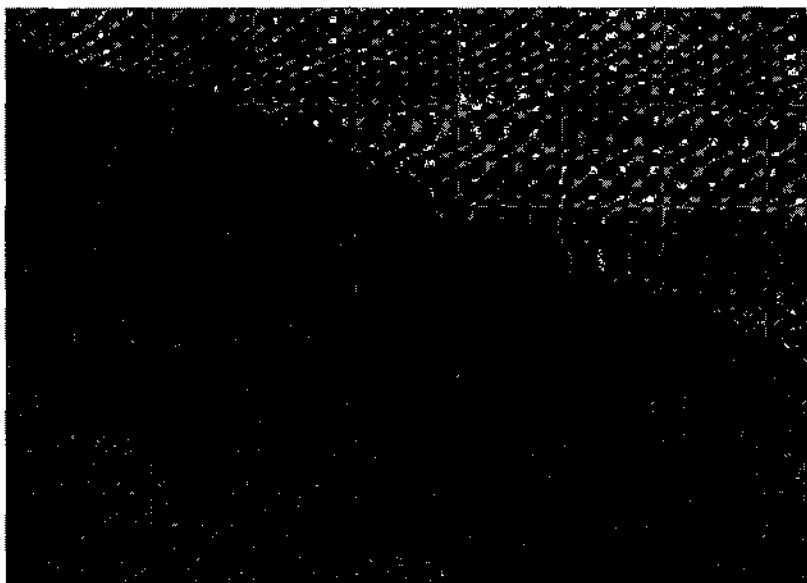


Рис. 145. Ступенчатый берег водохранилища. (Фото Ю. С. Иванова.)

проявляется эффект рефракции волн и преобладает абразийный цикл развития берега (рис. 144).

По данным С. Л. Вендрова, в нижней части Цимлянского водохранилища в первые шесть лет его существования берег отступал в глубь материка в среднем по 9 м в год, в промежуточной зоне — около 2—3 м в год. Максимальная скорость размыва составила более 50 м в год.

Специфической особенностью берегов водохранилищ является ступенчатость их поперечного профиля (рис. 145). Она создается в силу искусственного регулирования уровней в пределах большой амплитуды. Береговые отмели, формирующиеся при высоком стоянии уровней, подвергаются размыву при его снижении (сработке). Материал разрушения при этом откладывается на более низком уровне склона. Это обстоятельство замедляет выработку устойчивого профиля берега и расширяет зону размыва.

Заиление водохранилищ является результатом отложения наносов, приносимых притоками и образующихся от разрушения берегов; отложения остатков водной растительности и организмов, населяющих водоем, имеют меньшее значение в процессе заиления, особенно в первые годы эксплуатации водохранилищ.

Очевидно, что процесс заиления больших водохранилищ равнинных рек длителен и измеряется многими сотнями лет. Малые водохранилища, построенные на горных реках, обладающих высоким твердым стоком, заиливаются быстро, в течение нескольких лет. Известны случаи, когда продолжительность заиления ограничивалась одним—тремя годами. Примером быстрого заиления может служить Фархадское водохранилище на р. Сырдарье, которое было полностью заилено за 13—15 лет. Емкость Ташкепринского водохранилища (р. Мургаб) за 44 года сократилась почти на $\frac{2}{3}$.

Значительные колебания уровня, переменный подпор, различная проточность и меняющийся скоростной режим создают специфические особенности в перемещении и отложении наносов в водохранилищах, отличные от озер и рек. Эти особенности могут иметь индивидуальный характер для отдельных водохранилищ, что осложняет изучение формирования, движения и отложения наносов в них.

Детально изучено заиление водохранилищ на горных реках. В озерных и русловых водохранилищах движение и осаждение наносов происходит по-разному. В озерных водохранилищах, сооруженных на горных реках, характерен резкий переход уровенной поверхности реки к горизонтальному подпорному зеркалу водохранилища, вследствие чего в конце верхнего бьефа столь же резко происходит уменьшение скорости течения. В русловых, вытянутых в плане, узких водохранилищах переход кривой подпора к естественному уровню реки происходит постепенно и скорости течения меняются медленно. В водохранилищах озерного типа в зоне выклинивания подпора происходит концентрированное осаждение наносов крупных фракций. Формируется конус выноса, приобретающий характер дельты, в пределах которой поток разбивается на рукава. Мелкие наносы осаждаются на всем протяжении водохранилища и частично выносятся в нижний бьеф.

В водохранилищах руслового типа отложения наносов распределяются более или менее равномерно или приобретают вид гряды, постепенно передвигающейся из верхней части водохранилища к плотине. Отложение и перемещение наносов к плотине то усиливается, то ослабевает. В подобной цикличности явления значительная роль принадлежит уровенному режиму. При зимней сработке уровня перед половодьем место выклинивания кривой подпора приближается к плотине, вследствие чего происходит размыв поверхности отложений и перемещение ранее осевших наносов ближе к плотине. По мере заполнения водохранилища место выклинивания подпора удаляется от плотины и в верхнем участке подпорного бьефа вновь создаются благоприятные условия для отложения на-

носов. Явление это нашло подтверждение при изучении режима мутности в Кайраккумском водохранилище.

С. И. Алтунин пришел к выводу, что процесс заиления водохранилищ носит затухающий характер. Объясняется это следующим. По мере заиления водохранилища происходит повышение дна и уменьшение глубин в зоне кривой подпора, в связи с чем место выклинивания кривой подпора перемещается вверх по течению. Отметки подпертого уровня в зоне кривой подпора повышаются и при сохранении у плотины НПУ уклон водной поверхности увеличивается, что в конечном итоге приводит к увеличению скоростей течения и способствует увеличению транзита наносов через плотину. Влекомые наносы, приносимые рекой, перемещаются по поверхности отложившихся взвешенных наносов. Гряда донных наносов, распространяясь вниз по течению, со временем надвигается на отложения более мелких наносов, образуя из-за различий в режиме водохранилищ перемежающиеся слои отложений различной крупности.

Распределение отложений по ширине водохранилища отличается неравномерностью и зависит от ряда факторов: рельефа дна, размыва берега в тех или иных участках, направления и скорости ветровых течений и др. Все эти обстоятельства затрудняют определение сроков заиления водохранилищ; ориентировочно продолжительность периода заиления (в годах) можно оценить отношением мертвого объема водохранилища V к объему годового стока наносов W , поступающих в водохранилище,

$$T = \frac{V}{W}. \quad (170)$$

В нижний бьеф поступает осветленный поток. Его насыщенность наносами меньше транспортирующей способности. В этих условиях в нижнем бьефе, особенно вблизи турбин и водосливных частей плотины, интенсивно размывается дно. Этот процесс носит затухающий характер.

ГЛАВА 47. ПРОИСХОЖДЕНИЕ БОЛОТ, ИХ МОРФОЛОГИЯ И ТИПЫ

Болото — природное образование, представляющее собой обильно увлажненный участок земной поверхности, имеющий слой торфа и характеризующийся развитием специфических форм растительности, приспособленных к условиям избытка влаги и недостатка кислорода, процессами торфообразования и торфонакопления. Развитие болотных форм растительности происходит при застойном и слабопроточном увлажнении верхних горизонтов почво-грунтов. К болотным образованиям относятся и заболоченные земли. Они отличаются от собственно болот лишь меньшей толщиной торфяной залежи и иным характером растительности, вследствие того что питание корневой системы основных видов растений на заболоченных землях происходит при наличии водно-солевого обмена между минеральным грунтом, подстилающим торф, и тонким слоем торфяной залежи.

Участок земной поверхности, занятый болотом в пределах одного замкнутого контура, проведенного по границе залежи торфа, называют болотным массивом. По периферии болотный массив часто переходит в заболоченные земли. Болотные массивы разделяются на простые, образовавшиеся из одного первичного очага заболачивания, и сложные, образующиеся в результате расширения и слияния простых болотных массивов в процессе их торфонакопления.

§ 209. Происхождение болот

Болота образуются как путем заболачивания водоемов (см. § 198), так и путем заболачивания суши. Преобладающим является последний процесс.

Заболачивание суши — следствие определенного сочетания физико-географических условий, способствующих замедленному стоку вод при условии насыщения влагой поверхностных слоев почво-грунтов и частичной аккумуляции ее на земной поверхности. Вследствие этого в верхних слоях почво-грунтов создается постоянное или периодическое, но длительное переувлажнение, которое при-

водит к ухудшению кислородного и минерального питания растений. В новых условиях развивается специфическая болотная растительность. Недостаток кислорода ухудшает не только питание растений, но и нарушает нормальные биохимические процессы разложения отмерших частей растений. Полуразложившиеся остатки растений, накапливаясь и уплотняясь, превращаются в особую органическую породу — торф. Появление торфа превращает поверхность суши вначале в заболоченный участок, а затем при дальнейшем росте толщины торфяного слоя в болото.

В избыточно увлажненной зоне умеренного климата переувлажнение почво-грунтов и заболачивание имеют место как в замкнутых котловинах, так и при равнинном характере рельефа на водоразделах. В этой зоне процесс заболачивания начинается в местах со слабым оттоком избытка влаги из поверхностных слоев почво-грунтов, обычно в понижениях на плоских и даже слабовыпуклых формах рельефа. Затем, когда слой торфа в отрицательных формах рельефа достигает значительной толщины, а поверхность болота — отметок окружающей местности, болотные массивы развиваются вширь, постепенно захватывая и более высокие участки местности. Первоначально изолированные болотные массивы, образовавшиеся в депрессиях, постепенно сливаются в один болотный массив. Таким путем образовались, например, болота на обширных плоских водоразделах Западно-Сибирской равнины и северной части Европейской равнины.

Большое значение в процессе развития болот имеет положение уровня грунтовых вод в торфяной залежи и прилегающих суходолах. С ростом торфяной залежи и повышением уровня грунтовых вод в болоте, занимающем пониженные пространства, уменьшаются уклоны поверхности грунтовых вод и в болотном массиве, и на прилегающих суходолах. Это приводит к замедлению потока грунтовых вод, направленного к болоту, и общему повышению их уровня в окружающей болото местности. В результате процессы заболачивания распространяются на большие пространства (рис. 146).

Значительная часть торфяных болот Севера возникла на месте прежних сосновых и еловых лесов. На некоторой стадии выщелачивания лесных почв древесной растительности начинает не хватать питательных веществ. Появляется не требовательная к условиям питания моховая растительность, постепенно вытесняющая древесную. Нарушается водно-воздушный режим в поверхностных слоях почвы. В результате под пологом леса, особенно при ровном рельефе, близком залегании водоупора и влагоемких почвах, создаются благоприятные для заболачивания условия. Предвестниками заболачивания лесов часто являются зеленые мхи, в частности кукушкин лен. Их сменяют различные виды сфагнового мха — типичного представителя болотных мхов. Возникает процесс торфонакопления. Старые поколения деревьев постепенно отмирают, на смену им приходит типичная болотная древесная растительность.

Нередко заболачивание начинается в местах, где был вырублен лес, и на лесных пожарищах. В этих случаях сведение лесного

полога уменьшает в первые годы потери на транспирацию. Разрастающийся травяной покров создает плотную дернину; ухудшаются условия для инфильтрации. Возникает переувлажнение, что влечет за собой появление влаголюбивой растительности. Содействует заболачиванию, кроме того, часто наблюдающееся в данном случае повышение уровня грунтовых вод.

Болота могут образоваться на месте пойм, занятых естественной луговой растительностью. При заболачивании лугов большую роль играет естественная эволюция самой растительности. Интенсивное развитие этой растительности приводит к созданию плотной дернины, затрудняющей доступ кислорода к почве, особенно на сильно

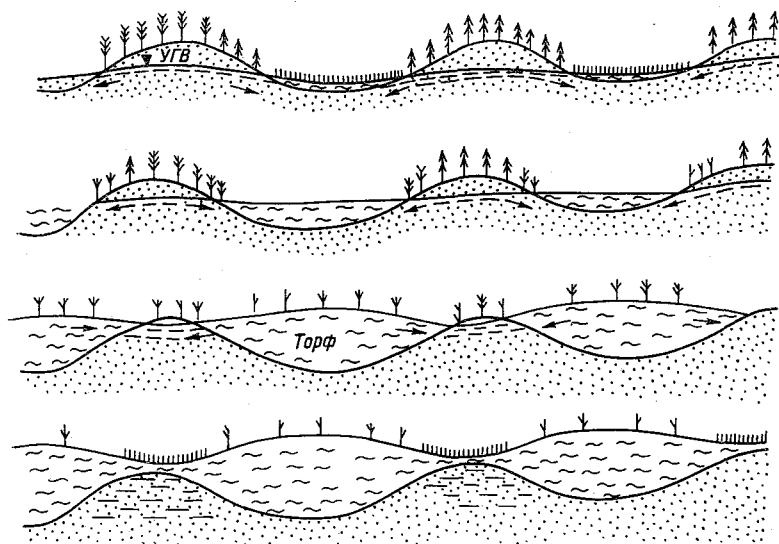


Рис. 146. Заболачивание водоразделов.

Стрелками показано направление грунтового потока.

увлажненных участках. Луговая растительность гибнет, ее сменяют менее требовательные к условиям питания осоки и мхи. Начинается процесс торфообразования, в результате чего возникает травяное болото.

Небольшие болотные массивы и заболоченные земли образуются нередко на горных склонах или у их подножия, а также на склонах речных долин в местах выхода на поверхность подземных вод.

В зоне многолетней мерзлоты мерзлый грунт служит водоупором, над которым в почве, оттаивающей на незначительную глубину, скапливаются почвенные воды, способствующие заболачиванию.

В зоне недостаточного увлажнения образование болот, как правило, возможно лишь в долинах и поймах рек, в замкнутых котловинах, где постоянное или периодическое застойное увлажнение создается вследствие притока речных, озерных или подземных

вод в количестве, превышающем возможный расход на испарение.

Заболачивание, как правило, неразрывно связано с торфонакоплением. Торфонакопление представляет собой результат процесса ежегодного прироста органической массы в растительном покрове и процесса разложения отмерших частей растений. Интенсивный рост торфяной залежи происходит при преобладании ежегодного прироста новой органической массы над количеством ежегодно разлагающегося растительного материала. Наиболее благоприятные условия для болотообразования и накопления торфа создаются в зоне избыточного увлажнения умеренного климата. Толщина торфяной залежи в болотах этой зоны наибольшая. Так, в болотах центральной и южной полосы лесной зоны максимальная толщина торфа достигает 8—9 м, а в некоторых впадинах и в бессточных понижениях — еще больших величин. К северу и югу от этой зоны мощность торфяной залежи уменьшается: к северу — вследствие понижения прироста растительной массы в условиях холодного климата, к югу — вследствие более интенсивного распада органических остатков растений по сравнению с увеличением годового прироста растительного материала. Не имеет широкого распространения процесс торфообразования и в условиях тропического климата. Здесь интенсивный прирост растительной массы компенсируется интенсивным процессом распада тканей отмерших частей растений.

Таким образом, для развития процессов заболачивания и торфонакопления необходимы благоприятные сочетания водного и теплового режима. Вот почему среди разнообразных причин болотообразования ведущее место принадлежит климатическим и гидрологическим особенностям территории, создающим благоприятные для заболачивания сочетания тепла и влаги.

§ 210. Морфология болот

С морфологической стороны болота характеризуются формой своей поверхности, размерами массивов, уклонами поверхности и глубинами торфяной залежи. Общий характер формы поверхности, различная степень ее расчлененности и уклоны определяют направление и интенсивность фильтрационного потока в болотах.

Болота могут иметь плоскую, вогнутую или выпуклую поверхность. Рельеф поверхности болота не остается постоянным и в процессе развития меняется. Характерными элементами микрорельефа поверхности болота являются: гряды и мочажины, кочки и межкочечные понижения, бугры.

Гряды — отдельные вытянутые в длину повышенные участки на болоте, чередующиеся с такими же вытянутыми понижениями — сильно обводненными мочажинами. Чередование этих элементов микрорельефа наиболее часто происходит через каждые 4—6 м, иногда через 3—4 м. Гряды и мочажины представляют единый комплекс в микрорельефе болотных массивов. Характерной особенностью этого комплекса является то, что гряды и мочажины вытянуты

перпендикулярно направлению наибольшего уклона поверхности болота и располагаются концентрически относительно точек максимальной высоты массивов. В отдельных случаях на крупнейших верховых массивах севера европейской части СССР и Западной Сибири ширина гряд и мочажин достигает 10 м и более. Расчленение поверхности болота в грядово-мочажинные комплексы наблюдается при поздней стадии развития болотных массивов и является следствием повышения уровня воды в болоте, например, при сползании рельефа и замедлении скорости фильтрации. Гряды и мочажины заняты разными растительными ассоциациями.

Бугры — наблюдаются на болотах лесотундры. Образование их связано с морозным выпучиванием. Сложены они торфом, под которым находится вечномерзлое «ядро» из суглинистых и глинистых грунтов, подстилающих торфяник. Высота бугров иногда достигает нескольких метров.

Образование кочек связано с неравномерной плотностью и усадкой растительной дернины, обусловленных составом растений в данной растительной ассоциации и водно-тепловыми условиями их произрастания.

Для болотных массивов характерно наличие внутриболотных водных объектов: ручьев, рек, озерков, микроозерков и топей. Совокупность этих водных объектов на болотах представляет собой внутриболотную гидрографическую сеть.

Болотные озера могут быть значительными по объему и площади. Площади их часто измеряются несколькими, иногда десятками квадратных километров, а глубины достигают 10 м и более. Поверхность их либо чистая, либо покрыта сплавинами. Озерки и микроозерки встречаются на болотных массивах обычно большими группами: десятки, иногда сотни озерков. Располагаются они на склонах болотных массивов — в местах изменения уклона поверхности болота, где приток воды со склонов вышерасположенных участков болота не компенсируется оттоком при низких горизонтах, а также в понижениях рельефа.

Болотные водотоки представляют собой заторфовывающиеся и зарастающие ручьи и речки, либо существовавшие до образования болотного массива, либо возникшие в процессе развития массива и выработавшие собственный рельеф. Последние связаны с переобводненными участками болот и встречаются, в частности, на некоторых типах грядово-мочажинных комплексов. Ручьи и речки часто вытекают из болотных озер и топей. Глубина русла их не превосходит 1,5—2,0 м, в редких случаях она достигает 3,0—3,5 м; ширина русла обычно не более 10 м. Иногда ручьи текут под моховым покровом и лишь местами выходят на дневную поверхность.

Топями называют сильно переувлажненные участки болотных массивов, характеризующиеся разжиженной торфяной залежью, непрочной дерниной растительного покрова и высоким стоянием уровня воды, периодически или постоянно выступающей на поверхность. Топи располагаются на плоских участках в центральных ча-

стях, на окраинах и склонах болотных массивов. В последнем случае они представляют собой наиболее увлажненные части грядово-мочажинных комплексов. Среди топей часто наблюдаются участки открытой воды. Площади, занятые топами иногда достигают нескольких сотен и тысяч гектаров (в Западной Сибири). Среди топей

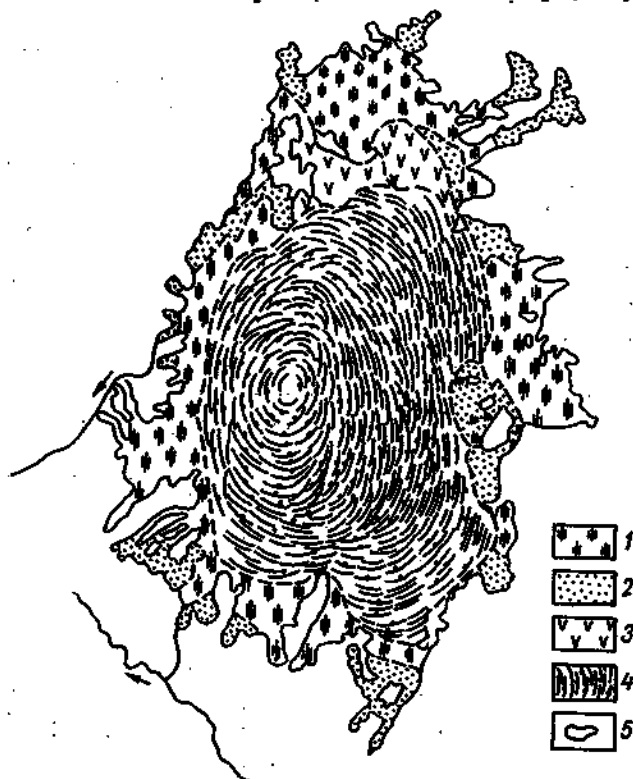


Рис. 147. Участок выпуклого грядово-мочажинного болотного массива с характерными микроландшафтами и болотной гидрографической сетью (по К. Е. Иванову).

1 — сфагново-пушицевые микроландшафты, 2 — сфагновик кустарничково-пушицевый, редко облесенный сосной, 3 — мохово-осоковые микроландшафты, 4 — грядово-мочажинный комплекс, 5 — озера.

выделяют застойные, с фильтрационным движением и проточные.

На рис. 147 представлен один из участков болотного массива с характерной болотной гидрографической сетью и расчлененным микрорельефом.

§ 211. Типы болот и болотных микроландшафтов

По характеру преобладающего водно-минерального питания, условиям залегания по отношению к рельефу и преобладающему составу растительности болота подразделяют на три основных

экологических типа: евтрофные (низинные), мезотрофные (переходные) и олиготрофные (верховые). Эта классификация получила широкое распространение.

Низинные, или евтрофные, болота располагаются в пониженных частях рельефа. Поверхность низинных болот обычно вогнутая или плоская. В питании этого типа болот, помимо атмосферных осадков и стока поверхностных вод с окружающих суходелов, большую роль играют грунтовые воды и воды речных разливов, относительно богатые минеральными солями. Обогащенность питающих вод солями позволяет произрастать на низинных болотах относительно требовательной к условиям питания евтрофной болотной растительности, представителями которой являются ольха черная, береза, гипновые зеленые мхи и некоторые виды травяной растительности: осоки, хвощи, вейники, тростники и др.

Верховые, или олиготрофные, болота питаются главным образом атмосферными осадками, в связи с этим они наименее богаты питательными минеральными солями. В составе растительности преобладают не требовательные к пище представители олиготрофной растительности: сфагновые мхи, кустарнички, вереск, багульник, водянка, подбел, касандра, клюква, пушица, шейхцерия,

Классификация основных групп

Экологические типы растительности	Зольность субстрата, в % от веса твердой фазы	Кислотность субстрата рН		
			лесные	травяно-лесные
Евтрофный	5—18	5,5—7,5	Ольшаники, березняки, ельники, сосняки низинные, ивняки	Древесно-осоковые, древесно-тростниковые
Мезотрофный	4—5	4,5—5,5	Древесные переходные	Древесно-осоковые переходные
Олиготрофный	2—4	3,5—4,5	Сосново-кустарничковые	Сосново-пушицевые

из древесных пород угнетенная сосна. Сплошной мощный ковер из сфагновых мхов является характерной чертой для большей части верховых болот. Нарастание мхов и накопление торфа идут быстрее в центре болота, чем на его периферии, где процессы разложения происходят быстрее в связи с более интенсивным водообменом. По этой причине поверхность верховых болот приобретает выпуклый характер. В некоторых случаях центральные части болота возвышаются над периферийными до 7—8 м.

Переходные, или мезотрофные, болота по характеру растительности и степени минерализации питающих их вод занимают промежуточное положение между низинными и верховыми.

В настоящее время на основании более детального изучения болотных массивов предлагается (Е. А. Галкиной, К. Е. Ивановым и др.) более общая ландшафтно-генетическая классификация болот. Основой ее являются геоморфологические условия залегания болотных массивов в макро- и мезорельефе суши той или иной климатической области и стадии их развития, от которых зависит их современное состояние, структура и свойства.

Таблица 29

болотных микроландшафтов

Микроландшафты

древесно-моховые	травяные	мохово-травяные	моховые	комплексно-моховые
Древесно-осоково-гипновые, древесно-осоково-сфагновые	Хвощовые, тростниковые, тростниково-осоковые, осоковые	Осоково-гипновые низинные, осоково-сфагновые низинные	Гипновые, низинные, сфагновые низинные	Низинные грядово-мочажинные комплексы
Древесно-сфагновые переходные	Шейхцериевые переходные, осоковые переходные	Сфагново-осоковые переходные	Гипновые переходные, сфагновые переходные	Аапа-комплексы
Сосново-сфагновые	Пушицевые	Сфагново-пушицевые	Сфагнум-фусковые, сфагново-кустарничковые, облесенные сосной	Грядово-мочажинные комплексы, грядово-озерково-мочажинные комплексы, грядово-озерковые комплексы, озерково-мочажинные комплексы, островково-мочажинные комплексы

Болота подразделяются на: 1) болотные массивы водораздельных и междуречных пространств и 2) болотные массивы речных долин и озерных котловин.

В первой группе выделяются болота водораздельные плакорного залегания, водораздельно-склоновые плакорного залегания и болота котловинного залегания.

Вторая группа подразделяется на болота террасные и притеррасные, болота пойменного залегания и речных плёсов, болота староречий. Приуроченность болотного массива к тому или иному элементу рельефа определяет водное питание, направление стекания воды с болотного массива, форму рельефа самого массива и очертания его в плане. Основной классификационной единицей является тип изолированного болотного массива, или тип мезоландшафта, выделяемый по условиям залегания этого массива и стадиям развития.

Каждый тип болотного массива представляет собой ту или иную фазу последовательного стадийного развития изолированного болотного массива из одного, первичного очага заболачивания. Основных фаз развития три: первая фаза характеризуется теми чертами, которые свойственны низинным (евтрофным) болотам; вторая — переходным (мезотрофным) и третья — верховым (олиготрофным). Каждая фаза развития обладает устойчивыми общими чертами закономерного распределения по территории болотного массива различных типов болотных микроландшафтов. Они представляют собой участки, однородные по характеру растительного покрова, микрорельефу поверхности, физическим свойствам верхних горизонтов торфяной залежи, и характеризуются одинаковым водным режимом.

Каждый болотный микроландшафт получает наименование в соответствии с названием растений-эдикаторов, входящих в растительную ассоциацию¹, и растений-доминантов в порядке убывания их значимости, например: сосново-кустарничковые, сфагново-пушицевые. В условиях резко расчлененного микрорельефа и чередования понижений и повышений выделяются комплексные микроландшафты, например: грядово-мочажинные и озерково-мочажинные. Классификация основных групп болотных микроландшафтов приводится в табл. 29.

С гидрологической точки зрения выделение болотных микроландшафтов и изучение физических свойств верхнего слоя торфяной залежи и некоторых гидрологических характеристик типичных микроландшафтов имеют большое практическое значение. Как показали исследования, для однотипных микроландшафтов верховых болот характерны определенные коэффициенты фильтрации торфя-

¹ Растительной ассоциацией, или фитоценозом, в ботанике называется определенное сочетание различных видов растений, произрастающих на данном участке территории совместно, которое повторяется в сходных или одинаковых условиях местообитания.

ной залежи, их изменения с глубиной, среднее расстояние уровня грунтовых вод от поверхности болота, уклоны поверхности. Это обстоятельство позволило К. Е. Иванову разработать метод расчета элементов водного баланса — стока и испарения, а также колебаний уровня грунтовых вод с отдельных болотных микроландшафтов и в целом с болотного массива.

В зоне избыточного увлажнения умеренного климата образование болот возможно в условиях разных элементов рельефа. Болотные массивы могут находиться в любой из трех стадий развития. В зоне недостаточного увлажнения зональным признаком в расположении болот является их приуроченность лишь к речным долинам и озерным котловинам, поскольку главным питанием их является приток поверхностных и грунтовых вод, а не атмосферные осадки. Конечными фазами развития болотных массивов этой зоны могут быть первая и вторая. Образование выпуклой формы болотного массива, свойственной третьей фазе, физически невозможно, так как осадков в этой климатической зоне выпадает меньше величины испаряемости.

ГЛАВА 48. ВОДНЫЙ И ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ БОЛОТ

§ 212. Водное питание и водный баланс

Как видно из сказанного выше, болота могут иметь несколько источников питания: атмосферные осадки (дождь и снег), выпадающие непосредственно на поверхность болота; грунтовые воды, питающие торфяную залежь; поверхностные воды, стекающие с более повышенных участков, окружающих болото; речные и озерные воды, поступающие на болото во время разлива. Преобладание того или иного вида питания определяется климатическими условиями, а также зависит от рельефа окружающей местности и формы поверхности самого болотного массива.

При выпуклых болотных массивах умеренного климатического пояса, расположенных на водоразделах, вся площадь болота питается исключительно атмосферными осадками. При водораздельно-склоновом залегании некоторое значение приобретает сток поверхностных вод, поступающий к болотному массиву извне с более повышенных участков суши. Если болота расположены в котловинах и впадинах, то для них дополнительным источником питания являются грунтовые воды, которые при выпуклой форме болота питают лишь края болотного массива на контакте его со склонами котловины.

В зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения большую роль в питании болотных массивов играют грунтовые воды, поскольку болота здесь приурочены только к котловинам и понижениям. Для пойменных и притеррасных болотных массивов большое значение в питании имеют речные или озерные воды.

В расходной части водного баланса болот большая часть приходится на суммарное испарение, меньшая — на сток с болот.

Для характеристики соотношений элементов водного баланса верховых болот можно привести данные К. Е. Иванова, относящиеся к болотным водосборам северо-запада европейской части СССР. Источником питания их являются осадки. В результате многолетних экспериментальных исследований установлено, что в теплую половину года (май—октябрь) в расходной части водного баланса на долю стока приходится около 20%, на испарение около 80%. Преобладающая часть испарения приходится на май—июль. В это время расход воды на испарение чаще всего превышает атмосферные осадки, что происходит за счет уменьшения запасов воды в болотном массиве (рис. 148). Сток с болот в летний период (июнь—август) мал и составляет примерно 5% величины испарения. Сток

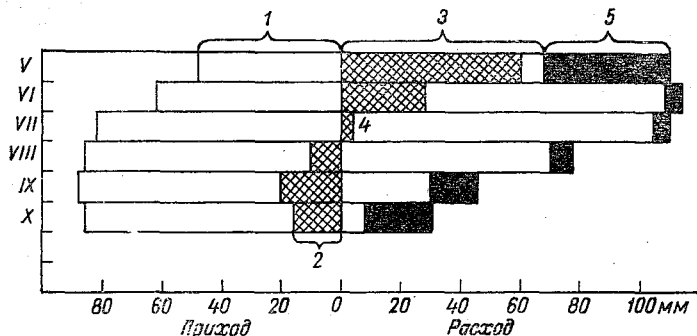


Рис. 148. Соотношение элементов водного баланса болотного водосбора за летнее полугодие (по К. Е. Иванову).

1 — количество осадков, в том числе осадки, затраченные на пополнение запасов воды в болоте (2); 3 — испарение, в том числе за счет уменьшения запасов воды в болоте (4); 5 — сток.

с болот преобладает в зимне-весеннее полугодие, когда он составляет около 75% годовой суммы, причем на время снеготаяния (апрель) приходится большая часть этой величины. Пополнение запасов воды происходит с августа вплоть до замерзания болота. Зимой наблюдается расходование их в результате малоинтенсивного, но длительного стока с болот.

Суммарное испарение и режим испарения с различного типа болот и болотных микроландшафтов неодинаковы.

Испарение с болотных массивов определяется притоком тепловой энергии к их поверхности, составом растительного покрова и близостью залегания грунтовых вод. Установлено (В. В. Романов и др.), что в условиях избыточного увлажнения лесной зоны с низинных болотных микроландшафтов испарение несколько больше (в среднем на 3—10%), чем с верховых болотных микроландшафтов. Испарение с верховых болотных микроландшафтов в пределах 64—66° с. ш. за вегетационный период колеблется от 300—325 до 375—425 мм. Таким образом, испарение с верховых болот лесной

зоны несколько больше, чем с незаболоченных территорий, но различия невелики и находятся в пределах точности современных методов определения и расчетов этой величины. Южнее расход на испарение с болот заметно превышает испарение с незаболоченных пространств.

По сравнению с озерами величина испарения с верховых и низинных болот лесной зоны меньше: для верховых микроландшафтов на 35—50%, для низинных на 30—40%. Это соотношение изменяется в течение лета: в первую половину испарение как с верховых, так и с низинных болот значительно больше, чем с озер, а начиная с августа меньше, что объясняется как различием тепловых свойств торфяной массы и воды и различием теплообмена болота и озера, так и повышенной транспирацией растительного покрова болота в первой половине лета. Резкое снижение испарения с болот во вторую половину лета связано с понижением уровня грунтовых вод. Расчет испарения с болот в настоящее время осуществляется по разработанной в ГГИ формуле

$$Z = \alpha R_6, \quad (171)$$

где Z — испарение в мм/мес; R_6 — радиационный баланс в кал/см²; α — коэффициент, зависящий от типа болотного микроландшафта и периода вегетации.

§ 213. Движение воды в болотах

Количество воды, содержащееся в естественных болотных массивах, колеблется от 87 до 97% по отношению к весу торфяной массы. Из этого количества преобладающая часть ее находится в связанном состоянии в виде внутриклеточной, адсорбированной, химически связанной и капиллярной влаги. Свободная вода заключена в крупных капиллярах и некапиллярных порах и пустотах торфа. Кроме того, она сосредоточена в руслах болотных ручьев и речек, озерах, топях, внутризалежных водяных линзах и водных прослойках в торфе.

Движение воды осуществляется в основном путем фильтрации в растительном очесе и в торфяной залежи в направлении градиента напора либо путем свободных потоков по поверхности болота и внутри залежи по водоносным жилам. Болотный массив в отношении водопроницаемости представляет собой крайне неоднородную среду. Верхний его слой, сложенный живым растительным покровом и моховым очесом, обладает очень высокой водопроницаемостью по сравнению с водопроницаемостью основной массы торфяной залежи, особенно ее нижних горизонтов. Экспериментальными исследованиями установлено, что в слое толщиной 1—1,2 м коэффициент фильтрации уменьшается с глубиной в тысячи и десятки тысяч раз. Особенно резкие изменения коэффициента фильтрации происходят в слое до 40 см от поверхности мохового покрова (рис. 149). Быстрое убывание водопроницаемости с глубиной в этом слое связано с уплотнением и различной степенью разложения растительных

остатков, что приводит к уменьшению размера пор. В сильно разложённых торфах (до 55—65%) коэффициент фильтрации падает до миллионных долей сантиметра в секунду. Таким образом, торф с высокой степенью разложения по условиям водопроводимости приближается к глинам. Водопроводимость торфа меняется и от ботанического состава.

В верхних слоях болотного массива, примерно до глубины 0,8—1 м, влажность торфа периодически меняется в связи с колебаниями в этом слое уровня грунтовых вод. Периодическая аэрация верхнего слоя обуславливает в нем высокую активность биологических процессов. Это дало основание выделить верхний слой болота в особый активный, деятельный слой. Под ним располагается инертный, нижний слой. Он отличается малой водопроницаемостью, постоянством количества воды, отсутствием доступа

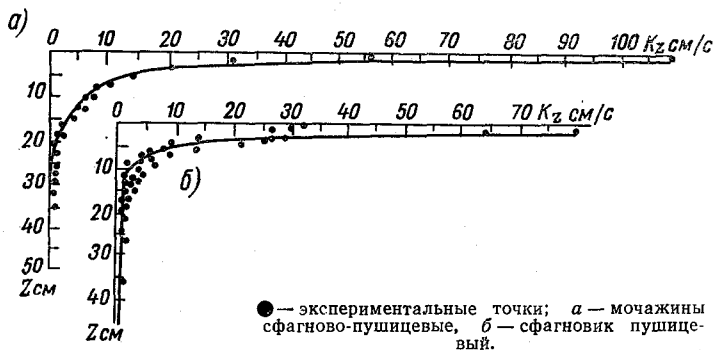


Рис. 149. Кривая изменения коэффициента фильтрации в деятельном слое различных микроландшафтов болота (по К. Е. Иванову).

воздуха и отсутствием аэробных микроорганизмов, способствующих образованию торфа. Границей между активным и инертным слоями служит среднее положение минимального уровня грунтовых вод в болотном массиве.

Высокая водопроводимость активного слоя болота по сравнению с инертным слоем обуславливает его особую роль в гидрологических процессах. Вследствие больших величин коэффициента фильтрации в активном слое выпадающие на болото дожди не задерживаются на поверхности, а быстро просачиваются до уровня грунтовых вод. Поэтому стекания воды по поверхности болот, как правило, не наблюдается. При большом количестве осадков и во время снеготаяния уровень грунтовых вод поднимается и стоит вблизи поверхности болота. В хорошо фильтрующих слоях очеса начинается боковой подповерхностный сток.

Скорость фильтрации воды в болоте, согласно закону Дарси, определяется коэффициентом фильтрации и уклоном поверхности грунтовых вод. В условиях естественных болотных массивов уклоны поверхности грунтовых вод практически совпадают с уклонами по-

верхности болота. Величина их, как правило, незначительна: 0,0001—0,005 (исключая горные болота на склонах). Несмотря на малые уклоны, скорость горизонтальной фильтрации в самых верхних слоях болота достигает значительных величин (по данным К. Е. Иванова, до нескольких десятков и даже сотен метров в сутки). Скорость фильтрации в инертном слое составляет всего $1,7—1,7 \cdot 10^{-4}$ см/сутки или максимум 6 м/год.

Таким образом, скорость горизонтального стекания воды с болотных массивов путем фильтрации определяется главным образом водопропускной способностью деятельного слоя. Количество воды, пропускаемое деятельным слоем, огромно. Полевые наблюдения и расчеты показывают, что весной за сутки стекает с выпуклых болот слой воды до 10—15 мм, или до 150 м^3 с 1 га. Расход горизонтального потока воды, фильтрующей через инертную толщу, ничтожен и составляет менее 1% расхода, пропускаемого деятельным слоем.

Направления горизонтальных потоков воды в торфяной залежи следуют уклонам поверхности болотного массива. При котловинном залегании и выпуклой форме поверхности болота горизонтальная фильтрация направлена от центральных частей массива к периферии. Эти воды вместе с поверхностными и грунтовыми водами, стекающими с суходолов в котловину, образуют вдоль границы болотного массива топи и ручьи. Воды последних отводятся в ручьи-водоприемники, вытекающие из болота (рис. 150). Если поверхность болотного массива вогнутая, движение воды в торфяной залежи направлено к центру.

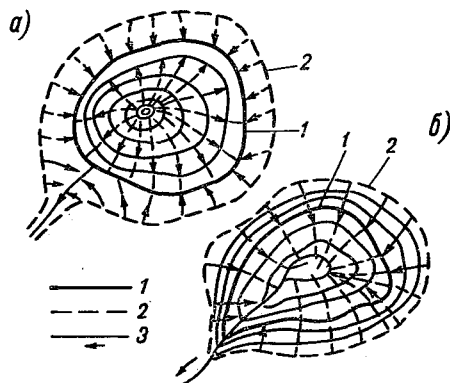


Рис. 150. Схема стекания вод на болотных массивах котловинного залегания. (по К. Е. Иванovu).

а — выпуклое болото, б — вогнутое болото;
1 — граница болота, 2 — линия водораздела,
3 — ручьи.

§ 214. Основные закономерности колебаний уровней грунтовых вод

Грунтовые воды в болотных массивах залегают вблизи их поверхности. Зеркало грунтовых вод практически повторяет форму этой поверхности. В годовом ходе уровня верховых болот севера отчетливо выражены два максимума и два минимума. Первый, весенний максимум практически совпадает с максимальной интенсивностью снеготаяния. Летом происходит снижение уровня за счет резкого увеличения испарения. Осенью уровень повышается вследствие сокращения испарения и увеличения осадков; зимой вновь наблюдается снижение уровня из-за прекращения атмосферного питания и фильтрации из деятельного слоя.

Средняя глубина залегания зеркала грунтовых вод меняется от 5 до 35—40 см. Уменьшение глубины залегания грунтовых вод происходит по мере уменьшения густоты и высоты древостоя, смены кустарничковой растительности травяной — в общем, по мере уменьшения продуктивности фитомассы. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод в различных микроландшафтах болотных массивов в среднем составляет от 20—25 см до 1 м.

Таким образом, характерной особенностью режима грунтовых вод на болоте является то, что колебания уровня в различных точках болотного массива происходят практически синхронно, однако средний уровень и амплитуда колебания различны в отдельных микроландшафтах. Такой характер колебаний является следствием различных условий испарения с этих микроландшафтов и различной степенью уплотненности сухого вещества в деятельном слое.

Эти закономерности позволяют по составу растительности судить о средних уровнях грунтовых вод и амплитуде колебаний их в различных частях болотных массивов.

§ 215. Влияние болот на речной сток

Вопрос о гидрологической роли болот, влиянии их на речной сток привлекал внимание многих исследователей. Еще совсем недавно высказывались разные мнения по этому вопросу. Обоснованное решение этой проблемы стало возможным благодаря развитию теоретических представлений о процессах, происходящих на болотах, подкрепленных специальными исследованиями на болотных массивах.

При выяснении гидрологической роли болот и влияния их на сток рек следует исходить как из общих характерных гидрологических свойств, присущих болотам вообще, так и из специфических особенностей, свойственных различным типам болот. Помимо этого, следует учитывать принадлежность болот к той или иной климатической зоне. В связи с этим на вопрос о гидрологической роли болот не может быть дан один общий ответ.

Общими свойствами, характерными для болот и оказывающими влияние на сток с них, являются: повышенная возможность испарения по сравнению с окружающими суходолами, сравнительно малый объем воды, участвующей во внутригодовом влагообороте, по отношению к общему количеству воды в болоте и плохая водоотдача в меженные периоды как следствие различий в водопропускной способности деятельного и инертного слоев торфяной залежи болотного массива. К специфическим особенностям болот различного типа, оказывающим влияние на формирование стока с них, относятся прежде всего источники питания, разные для различных типов болот, и содержание внутри болотных массивов свободных объемов воды (озера, мочажины).

Как указывалось, на моховых участках верховых болот весной снеговые воды не стекают по поверхности мерзлого слоя болот,

а фильтруются до уровня грунтовых вод и аккумулируются в верхнем слое. Стеkanie их осуществляется путем фильтрации в деятельном слое. Поверхностный сток, по крайней мере в начальные фазы снеготаяния, отсутствует и может появиться лишь в случае подъема зеркала грунтовых вод до уровня поверхности болота и выше него. Это явление не наблюдается на верховых участках болот. Скорость фильтрационного потока в деятельном слое велика, поэтому весенние паводки в ручьях, вытекающих из верховых болотных массивов, характеризуются крутыми подъемами уровней и часто большими максимальными расходами. Модули максимального стока талых вод, по данным К. Е. Иванова, для малых болотных водосборов Новгородской, Ленинградской областей и Эстонской ССР достигают в среднем 90—150 л/(с·км²), а в отдельные годы и более. Величины модулей максимального стока в этих районах на заболоченных речных водосборах одинаковой площади выше примерно на 30—40 %.

Горизонтальное стекание воды с болотного массива может продолжаться лишь до тех пор, пока не истощатся запасы свободной воды в деятельном слое, т. е. до тех пор, пока уровни грунтовых вод находятся в пределах этого горизонта. При снижении уровней грунтовых вод до инертного слоя и последующем их падении сток с болотного массива практически прекращается. При хорошо развитой гидрографической сети на болоте вероятность падения стока до нуля меньше. Болотные ручьи, реки, болотные топи оказывают известное влияние на сток с болот, выравнивая его, но оно не очень велико. Полное прекращение стока с верховых болот возможно как в зимний, так и в летний меженьные периоды. Дальнейшие исследования этого вопроса К. А. Ключевой и данные анализа материалов наблюдений на болотно-гидрологических станциях подтвердили, что минимальные средние месячные модули стока уменьшаются с увеличением заболоченности бассейнов, причем заметное снижение их наблюдается при заболоченности свыше 50 % и особенно тогда, когда болота не содержат большого объема свободной воды. Дождевые осадки, выпадающие при уровнях грунтовых вод, расположенных ниже деятельного слоя, аккумулируются в болоте и не дают стока. Для возобновления его необходимо, чтобы уровни грунтовых вод достигали этого слоя.

Воды, поступающие в низинные болота зон неустойчивого и недостаточного увлажнения, в значительной части расходуются на испарение (например, с низинных болотных массивов юга Барабинской низменности). Выполняя, по существу, функцию испарителей в этих районах, низинные болота при большом их распространении на водосборе способствуют существенному снижению речного стока. Однако в ряде случаев сток с водосборов, на которых распространены низинные болота, оказывается выше и устойчивее по сравнению с водосборами, лишенными болот. В этих случаях повышенный сток с низинных болот, как и повышенный сток рек, является следствием одной общей причины — повышенного грунтового питания. Примером может служить сток некоторых рек Полесья.

Таким образом, влияние болот на сток рек не однозначно. В зоне достаточного и избыточного увлажнения болота практически не оказывают влияния на норму годового речного стока; они снижают максимальный и минимальный сток. Крупные болотные массивы, в которых значительные площади заняты озерами и озерно-мочажинными комплексами, способствуют регулированию речного стока. Наличие болотных массивов в районах недостаточного увлажнения способствует снижению речного стока по сравнению с незаболоченными водосборами, и тем сильнее, чем в более теплых и засушливых областях располагаются речные бассейны.

§ 216. Термический режим, замерзание и оттаивание болот

Периодические изменения температуры в болотных массивах, так же как и в минеральных грунтах, соответствуют изменению теплообмена в толще торфяной залежи. Амплитуда колебаний температуры, время наступления максимумов и минимумов ее на болотах и почво-грунтах неодинаковы. Они зависят от различий водно-тепловых свойств этих сред. Теплоемкость и теплопроводность торфяной залежи как трехфазной системы (органическое вещество, вода и воздух) зависят от объемного соотношения ее составляющих и их теплоемкости и теплопроводности. Тепловые свойства торфяной залежи ниже уровня грунтовой воды почти не меняются. В деятельном слое в связи с колебанием уровня грунтовой воды и изменением влажности торфа в этом слое теплоемкость и теплопроводность меняются не только во времени, но и в пространстве при переходе от одного микроландшафта к другому. На топях и сильно обводненных участках теплопроводность и теплоемкость больше по сравнению, например, со сфагново-кустарничковыми микроландшафтами, особенно в летний период, но меньше, чем для минеральных почво-грунтов. Обобщенные данные по тепло-физическим свойствам болот, их температуре и замерзанию приведены в работе С. А. Чечкина.

Суточный ход температуры в деятельном слое отчетливо заметен до глубины 15—25 см, годовой — до глубины 3—3,5 м; на глубинах более 35—40 см и более 4—5 м соответственно суточные и годовые колебания температуры затухают.

Амплитуды суточных и годовых колебаний температуры в болотных массивах зависят от увлажненности и по сравнению с минеральными грунтами меньше. Максимальные амплитуды летних температур на поверхности моховых болот достигают 50—60°С; в отдельные ясные ночи в северо-западных районах на поверхности болота, исключая сильно обводненные участки и топи, возможны заморозки.

Замерзание болотных массивов обычно начинается через 12—17 дней после устойчивого перехода температуры воздуха через 0°С к отрицательным величинам. Наиболее интенсивно промерзание торфяной залежи происходит до образования устойчивого снежного покрова высотой 5—10 см.

В пределах болотных массивов интенсивность нарастания мерзлого слоя и его толщины неодинакова. В этом проявляется влияние различий в растительном покрове, рельефе, влажности и температуре деятельного слоя болота, а также высоты и плотности снежного покрова. Так, средняя многолетняя толщина мерзлого слоя к концу зимы на грядах грядово-мочажинного комплекса в болотных массивах северо-запада ЕТС почти в 1,5 раза больше, чем в мочажинах. Общее промерзание на повышениях микрорельефа всегда больше, чем в понижениях. Наибольшая средняя многолетняя толщина мерзлого слоя характерна для крупнобугристых торфяников (60—65 см). В пределах ЕТС толщина мерзлого слоя неосушенных болот увеличивается в 1,5—2 раза в направлении с запада на восток в соответствии с понижением зимней температуры воздуха и увеличением продолжительности холодного периода.

По сравнению с минеральными почво-грунтами толщина мерзлого слоя торфяной залежи на 25—40% меньше. Оттаивание деятельного слоя в различных болотных микроландшафтах происходит также неодновременно.

Изучение тепловых свойств болотных массивов, их промерзания и прочности мерзлого слоя болот в последние годы приобретает все большее значение в связи с интенсивным хозяйственным освоением заболоченных территорий и необходимостью прокладки на них зимних дорог.

§ 217. Распространение болот, их изучение и значение для народного хозяйства

Общая площадь, занимаемая болотами и заболоченными землями на земном шаре, по Н. Кацу, оценивается не менее чем в 350 млн. га. Наибольшее количество болот находится в Азии, много их в Европе и Северной Америке. На других континентах болота имеют более ограниченное распространение.

В СССР, по данным Государственного гидрологического института, общая площадь болот составляет около 210 млн. га (2,1 млн. км²), что соответствует примерно 9,5% всей территории. Из этого количества на европейскую часть СССР приходится около 0,6 млн. км², или 12% площади этой территории, на азиатскую — 1,5 млн. км², или около 9%.

Наибольшей заболоченностью характеризуются зоны тундры и тайги. В зоне тундры заболоченность местами достигает 50%. Преобладают болота с малой мощностью торфа и заболоченные земли. Характерными для этой зоны, особенно для лесотундры, являются бугристые болота. Заболоченность в зоне тундры уменьшается с запада на восток вследствие усиления континентальности климата в этом направлении и перехода к горному рельефу на северо-востоке Сибири.

В зоне тайги сосредоточено около 80% всех торфяных болот СССР. Широкое распространение имеют здесь верховые сфагновые болота. Большой заболоченностью в зоне тайги в европейской

части отличаются средняя и северная Карелия, Вологодская и Ленинградская области, где она достигает 40 %.

В азиатской части этой зоны исключительно высокой заболоченностью характеризуется Западно-Сибирская низменность. Здесь сосредоточены наиболее крупные массивы болот, они охватывают территорию в миллион квадратных километров, причем заболоченность местами доходит до 70 %. Во многих районах не заболочены только узкие пространства вдоль рек. К востоку от Западно-Сибирской низменности заболоченность таежной зоны резко снижается по той же причине, что и в тундровой зоне.

В зоне смешанных лесов болота распространены крайне неравномерно. Наибольшее их количество приурочено к краевым частям четвертичного оледенения. На северо-западе преобладают верховые болота, к югу и юго-востоку растет количество низинных. Наибольшая заболоченность в этом районе свойственна юго-западу, в особенности Полесью (бассейны рек Припяти, нижнего течения Десны и отчасти Верхнего Днепра). В Полесье преобладают низинные травяные болота. Высокой заболоченностью в этой зоне отличаются также Мещерская и Приветлужская низины.

Высокой заболоченностью характеризуется и зона широколиственных лесов Дальнего Востока. Здесь болота распространены и на междуречьях и в выположенных долинах рек («падах»), особенно в нижнем течении Амура.

В зоне лесостепи болота приурочены большей частью к речным долинам и озерным котловинам. Болота этой зоны почти исключительно низинного типа.

Южнее, в зонах степей, полупустынь и пустынь, болота редки. Их можно встретить лишь в поймах и дельтах больших рек.

В горах крупных болотных массивов нет. Они встречаются в виде отдельных вкраплений на пологих склонах и высокогорных плоскогорьях, в местах обильного выхода грунтовых вод.

Обилием болот отличаются Рионская и Талышская низменности в субтропической зоне.

Разносторонние исследования с целью освоения болот производятся многими научно-исследовательскими институтами, опытными болотными станциями и опорными пунктами.

При изучении болот применяются как стационарные, так и экспедиционные исследования. При экспедиционном исследовании широко используется аэрофотосъемка. Гидрологическое дешифрирование аэрофотоснимков позволяет составить карту болотного массива и получить представление о нем с большей подробностью, чем по картам, составленным по наземным съемкам. В частности, аэрофотоснимок позволяет выделить на болоте различные микроландшафты и наметить пути стекания вод с него, что весьма важно при изучении стока с болот.

Специальные гидрологические болотные станции изучают водный и тепловой режим болот. В программу их работы входят наблюдения за уровнем режимом грунтовых вод болота, стоком и испарением с болот, температурным режимом, тепловым балансом,

замерзанием и оттаиванием болот. Материал этих исследований позволил сделать некоторые обобщения, разработать метод расчетов гидрологического режима. Необходимость в такого рода обобщениях и расчетах диктуется практикой и все расширяющимся освоением и осушением болот и использованием торфяной залежи.

В соответствии с планами развития народного хозяйства СССР проводились и проводятся осушение и освоение болот и заболоченных земель на сотнях тысяч гектаров на северо-западе, в центральных районах РСФСР (Мещерская низменность), в Сибири и на Дальнем Востоке, в Белорусской и Украинской ССР, в Прибалтике. Наибольшие площади сплошного осушения приходится на район Полесской низменности, Директивами XXIV съезда КПСС к 1975 г. предусматривается осушение переувлажненных и заболоченных земель в зонах избыточного увлажнения на площади 5 млн. гектаров, в том числе в РСФСР на площади 0,8 млн. гектаров и в Белорусской ССР на площади 1,1 млн. гектаров.

Осушение заключается в искусственном снижении уровня грунтовых вод на болотах, которое приводит к изменению соотношения элементов водного баланса и перераспределению стока. Это достигается созданием искусственного дренажа. В практике мелиоративных работ осушение болот осуществляется с помощью системы открытых осушительных канав или закрытых дрен («кротовин»). Воды, притекающие на болото извне, перехватываются «нагорными» канавами. В отдельных случаях в субтропиках снизить уровень можно посадкой эвкалиптов, обладающих большой транспирационной способностью, в сочетании с кальматажем.

Осушенные болота представляют огромную ценность для народного хозяйства. На осушенных низинных болотах развивается высокопродуктивное сельское хозяйство: болота засевают кормовыми, зерновыми, овощными культурами и т. п. Наиболее высокие урожаи получают при создании осушительных систем двойного действия: действующих как дренажные устройства в периоды избытка влаги и как увлажняющие (орошающие) в периоды ее недостатка.

Торфяные болота служат источником топлива для промышленности и электростанций. В настоящее время торф широко используется в качестве удобрения, подстилки для скота, как строительный материал и сырье для химической переработки (битум, аммиак и др.).

ГЛАВА 49. ЛЕДНИКИ И ИХ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

§ 218. Снеговая линия как граница области с положительным балансом снега

На поверхности земного шара всегда можно найти такое сочетание климатических условий, при котором среднее годовое количество осадков, выпадающих в твердом виде, равно убыли их на таяние и испарение. Эта граница, или уровень нулевого баланса прихода-расхода твердых осадков, который обусловлен взаимодействием климата и рельефа, называется снеговой границей или снеговой линией. Ниже снеговой границы приход снега меньше расхода; выше, наоборот, приход превышает расход. Это превышение наблюдается до некоторой высоты, в пределах хионосферы, на верхней границе которой снова наступает равновесие. Между этими двумя границами на земном шаре располагается область, где возможно непрерывное накопление снега. В этой области и происходит образование ледников.

Баланс накопления и расходования снега возможен при различных комбинациях соотношений влаги и тепла. В областях с малым количеством осадков это равновесие может быть достигнуто при малых расходах снега на таяние и испарение или при низких температурах воздуха. При больших же количествах осадков и расход их должен быть большим для достижения равновесия. Следовательно, при этих условиях равновесие может существовать при высоких температурах. Таким образом, высота снеговой границы зависит от климата, а следовательно, и от рельефа. Распределение снеговой границы показано на рис. 151. В полярных областях она расположена очень низко вследствие низких температур воздуха. В южном полушарии вследствие океанического характера климата снеговая граница почти всюду располагается ниже, чем на таких же широтах в северном полушарии, и южнее 62° ю. ш. лежит на уровне моря. В низких широтах снеговая граница приподнята, причем наиболее высоко не на экваторе, а в субтропиках, что связано с сухостью воздуха и малым количеством твердых осадков в этих

районах. На экваторе снеговая граница поднимается до 4400—4900 м, а в субтропиках — до 6400 м. В горных районах в северном полушарии она ниже на северных склонах, чем на южных. Так, например, в Джунгарском Алатау высота снеговой границы на северных склонах 3000 м, на южных 3500 м. При большом увлажнении южных склонов это соотношение может быть иным. Большое значение имеет расположение горных склонов относительно движения влажных масс воздуха. Так, на окраинных хребтах Средней Азии снеговая граница располагается на высоте 3000—3600 м, в центральных частях поднимается до 5000—5500 м.

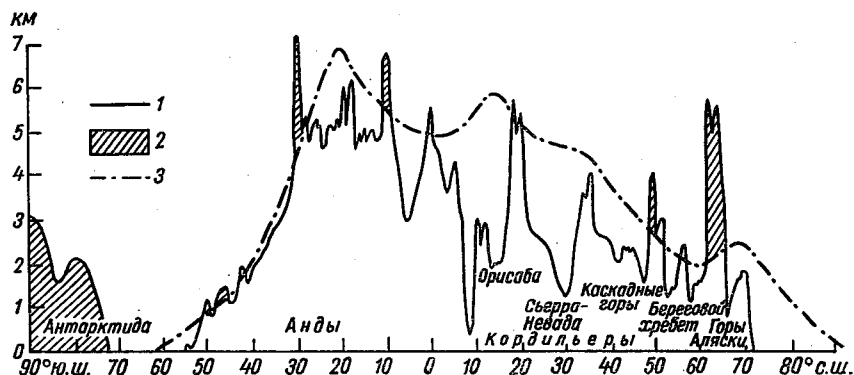


Рис. 151. Высота снеговой линии на разных широтах; разрез вдоль южноамериканских и североамериканских Кордильер (по В. М. Котлякову).

1 — рельеф земной поверхности, 2 — области современного оледенения, 3 — снеговая линия.

В области накопления снега постоянно происходит разгрузка накопившихся запасов. Она осуществляется двумя путями: образованием ледников, переносящих массы льда ниже снеговой границы, где затем лед тает, и в результате схода лавин.

§ 219. Лавины

Лавинами или снежными обвалами называются снежные массы, соскальзывающие с наклонной поверхности горных склонов и увлекающие за собой новые массы снега. Лавины — характерное явление в горных и приполярных районах, где уклоны больше 15° , а мощность снега до 0,5 м и более. Причины возникновения лавин различны. Они могут возникнуть вследствие перегрузки склонов снегом во время метели или в течение первых двух дней после снегопада, когда силы сцепления между старым снежным покровом и новым снегом ничтожны. Так образуются сухие лавины. Во время оттепелей между нижней поверхностью снега и подстилающей поверхностью может образоваться водная смазка, что приводит к возникновению так называемых мокрых лавин.

Иногда в нижних слоях снега создается горизонт разрыхления,

Образование ледников связано с климатом и особенностями рельефа. Накоплению снега способствуют полые и слабовыпуклые формы рельефа, горизонтальные площади. Крутые вершины с отвесными склонами, на которых снег не может держаться, напротив, не способствуют возникновению ледников. Для формирования ледников наиболее благоприятен морской климат с большим количеством осадков при достаточно длительном периоде с отрицательными температурами. Сухой континентальный климат с малым количеством осадков и с жарким летом, наоборот, не благоприятен для процессов оледенения.

Ледником, по С. В. Калеснику, называется естественная масса фирна и льда, обладающая постоянным собственным движением, расположенная главным образом на суше и образованная путем накопления и преобразования твердых атмосферных осадков. Ледники существуют длительное время, имеют определенную форму и значительные размеры. Зарождение ледников происходит в области положительного снежного баланса. Образовавшийся глетчерный лед, придя в движение, достигает снеговой границы и, перейдя через нее, попадает в область отрицательного баланса, где происходит таяние льда. Таким образом, в каждом леднике существуют две характерные области: область питания ледника, или фирновая область, и область стока, или язык ледника. Граница между областями питания и стока называется фирновой линией. Указанные области наиболее отчетливо выражены у горных ледников. Ледник при движении производит обработку склонов долины и дна своего ложа. Обломки горных пород, попадая на поверхность ледника, движутся вместе с ним. Часть этого материала сохраняется на поверхности и образует поверхностные морены, располагающиеся в виде продольных валов на поверхности ледника. Часть материала проникает внутрь и образует внутреннюю и нижнюю морены.

Наиболее благоприятны условия накопления твердого материала по краям глетчера. Здесь с окружающих утесов скатываются камни или сползают шлейфы осыпей. Материал этот, попав на ледник, тянется по обоим краям ледника в виде гряд боковых морен (рис. 152).

Обломки горных пород на поверхности ледника разрушаются в результате морозного выветривания и под действием ветра; пролигнув в толщу льда, обломки стираются и некоторые из них образуют ледниковую «муку» — тонкие илистые частицы, характерные для взвешенных наносов потоков, вытекающих из ледников.

Весь моренный материал ледник выносит к своему концу и здесь в результате таяния льда нагромождает в виде вала — конечной морены.

Главный источник питания ледника — твердые атмосферные осадки, непосредственно отлагающиеся в области питания. При некоторых условиях возможно участие в питании ледника

конденсации водяного пара. Дополнительными источниками питания являются: нарастающие осадки (иней, твердый налет, изморозь), метелевый перенос снега и снежные лавины.

В период наблюдений Международного геофизического года (1957—1959 гг.) обнаружено, что изморозь имеет некоторое значение в питании ледникового покрова центральных районов Антарктиды, ледникового щита северного острова Новой Земли. Скопления ее наблюдаются в Альпах, в прибрежных горных цепях Аляски, в Гималаях и т. д.

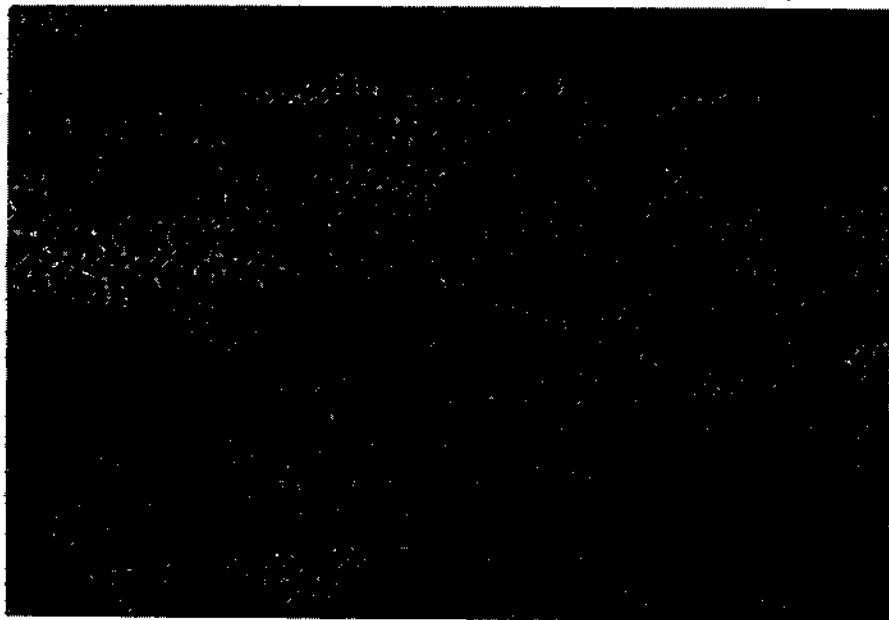


Рис. 152. Ледник Федченко.

На заднем плане — фирновая область, на переднем — средняя часть языка ледника. Видны трещины и поверхностные морены (черные полосы), боковые и срединные.

На явления метелевого переноса снега и снежные лавины как дополнительные источники питания ледников при определенных сочетаниях местных условий обращают внимание гляциологи Г. К. Тушинский и В. М. Котляков. Метелевый перенос и лавины приводят к концентрации снега в вогнутых формах рельефа: нишах, карах, долинах, где как раз существует большинство горных ледников. Концентрация метелевого снега в средних по размерам долинных ледниках составляет около 15% общей аккумуляции твердых осадков на них, а вклад «лавинного» питания в общую аккумуляцию обычно не превышает 10% (В. М. Котляков, 1968 г.). Метелевый перенос на полярных ледниковых покровах (Антарктиды и др.) приводит к перераспределению снега на их

поверхности, отчасти способствует сносу снега в океан, и не влияет на аккумуляцию его на ледниковом щите.

Расход вещества ледника происходит как вследствие механических причин (выдувание снега в области питания, обвалы концов языка), так и путем абляции — таяния и испарения льда, по преимуществу с его поверхности.

Изменение соотношений между приходной и расходной частями баланса вещества ледников приводит к изменению их размеров. При равенстве прихода и расхода вещества ледник находится в стационарном состоянии, при превышении прихода над расходом ледник увеличивается (наступает), при обратном соотношении убывает (отступает). Многолетние колебания ледников связаны с изменениями условий питания, т. е. отражают изменения климата.

Величина абляции выражается обычно в единицах слоя воды, стекающей с ледника и испарившейся с его поверхности. Суммарная величина абляции определяется, как правило, величиной таяния. Испарение обычно невелико (до 1—2 мм/сут), и не имеет существенного значения в водном балансе ледника.

Однако большие потери тепла на испарение по сравнению с таянием (скрытая теплота испарения 600 кал/г, или $25 \cdot 10^5$ Дж/кг, плавление льда 80 кал/г, или $335 \cdot 10^3$ Дж/кг) приводят к тому, что суммарная абляция на ледниках заметно уменьшается при возрастании относительной доли испарения. Затраты тепла на испарение повышены на ледниках континентальных районов (большая сухость воздуха) по сравнению с морскими. В ледниковых районах морского климата, например в районах Субантарктики, на ледниках Баффиновой Земли, где в летний период часто повторяются туманы, наблюдается конденсация и ледники не теряют, а приобретают некоторое количество тепла. Это количество летом становится существенным и достигает $\frac{1}{3}$ всей суммы поступающего тепла (В. М. Котляков).

Основной источник тепла, расходуемого на таяние, — лучистая энергия. Она составляет основную долю приходной части в уравнении теплового баланса поверхности ледника в период таяния. Между величиной таяния и радиационным теплом (коротковолновой радиацией) существует тесная зависимость, количественно выраженная уравнением прямой линии. Так, на основании исследований на ледниках Федченко и Зеравшанском О. А. Дроздовым предложено следующее уравнение:

$$r\omega = 0,82R_k + 28, \quad (172)$$

где $r\omega$ — расход тепла на таяние в кал/(см² · сут); r — скрытая теплота плавления льда; ω — количество стаявшего льда в сантиметрах; R_k — коротковолновая составляющая радиационного баланса в кал/(см² · сут).

Связь между коротковолновой радиацией и величиной таяния нарушается при низких температурах воздуха, а также при относительно высокой температуре воздуха в условиях пасмурной погоды.

Последнее характерно для покровных ледников высоких широт, где таяние в основном происходит за счет адвекции тепла.

При загрязнении льда моренными отложениями сначала величина таяния растет, так как растет доля поглощенной радиации при уменьшении альбедо. Но при сплошном слое морены, покрывающей язык ледника, таяние происходит за счет молекулярного теплообмена через слой морены и интенсивность таяния снижается. Так, по наблюдениям на ледниках Федченко и Зеравшанском, суточное таяние в открытой зоне ледника в ясную погоду достигает 5—7 см (в слое воды), а на участках, покрытых мореной толщиной

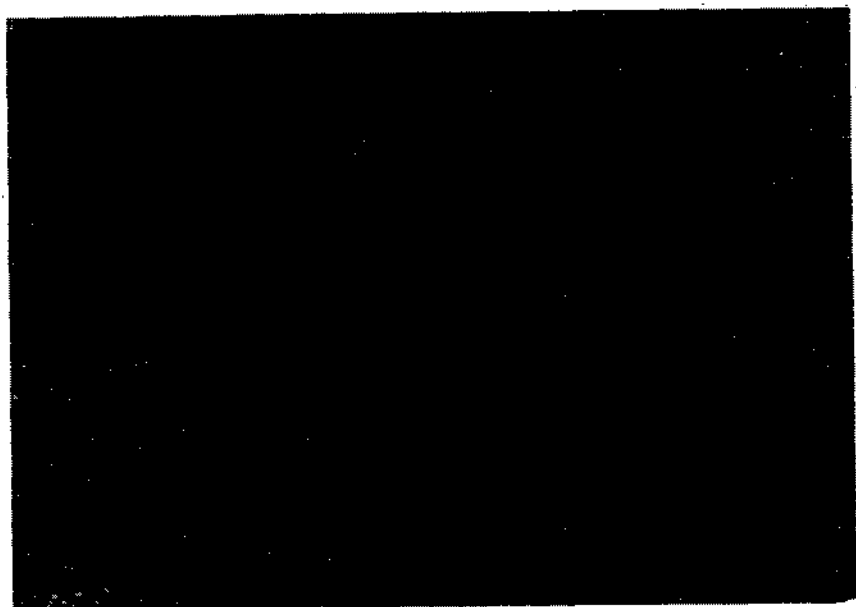


Рис. 153. Ледяной столб, покрытый каменной «шляпой», предохраняющей его от таяния.

На заднем плане — морена. (Фото Д. П. Соколова.)

30—40 см, составляет 25—20% этой величины. Таяние льда практически прекращается под моренным чехлом толщиной примерно 1 м (рис. 153). Влияние солнечной радиации на процессы таяния уменьшается с высотой. Величина стаявшего слоя зависит от экспозиции поверхности ледника, альбедо, закрытости ледника и др. Интенсивность таяния на южных склонах больше, чем на северных, на западных больше, чем на восточных. Таяние под действием солнечной радиации зависит от времени суток, продолжительности освещения и облачности.

Зависимость интенсивности таяния от температуры воздуха менее отчетлива. Температура воздуха имеет значение для таяния только в том случае, если она выше 0°С. Положительная

температура воздуха усиливает результат действия солнечной радиации. Эмпирическим путем установлена величина стаивания снега (льда) на 1° положительной температуры. Так, по данным разных исследователей (В. Л. Шульц, Н. Н. Пальгов и др.), величина стаивания снега на горных ледниках на 1° положительной средней суточной температуры воздуха равна 5—6 мм, льда — 7—9 мм (в слое воды).

Фактическое суточное и сезонное стаивание колеблется в зависимости от местных орографических условий, местных ветров (горно-долинных, фёнов), типа погоды, частоты выпадения осадков в период абляции и др. Так, на Цейском леднике, по Х. Закиеву, величина суточного стаивания в условиях различной погоды менялась от 36 до 74 мм, на леднике Федченко в августе 1958 и 1959 гг., по данным экспедиции ЛГУ, от 20 до 74 мм, на Зеравшанском леднике в июле 1962 г. от 60 до 80 мм.

Величина годовой абляции составляет в среднем для ледников Альп около 2—3 м, на Ронском леднике на высоте 2560 м — порядка 3 м, на высоте 1810 м — около 11 м, на Земле Королевы Луизы (Гренландия) — около 1 м слоя воды (С. В. Калесник).

Ежегодные колебания концов ледников составляют обычно несколько метров или десятки метров. Но бывают случаи и более значительных колебаний. Так, Большой Тихоокеанский ледник на Аляске за один лишь 1911-12 г. отступил на 2292 м. На Кавказе первая половина XIX столетия была временем последнего максимального развития ледников: снеговая линия тогда лежала на 70—75 м ниже, чем современная (С. В. Калесник), с середины столетия наметилось отступление, прерываемое задержками и сравнительно небольшими наступаниями. Эти наступания (не всюду) отмечены в 1877—1887, 1907—1914, 1927—1933 гг. А. В. Шнитников изучил колебания ледников Альп с начала XVII столетия. Главный максимум оледенения был им отмечен в период 1845—1856 гг. Последующие наступания были в 1880—1894 и 1914—1924 гг. С 1928 г. наметилось почти неуклонное отступление ледников.

В Средней Азии ледники наступали с начала XX столетия (1906—1915 гг.). Это наступание отмечается многими исследованиями (Р. Д. Забиров и др.) на фоне общего сокращения оледенения. Некоторые ледники, как, например, Зеравшанский, по исследованиям Л. К. Давыдова, находятся в стадии отступления примерно с 1870 г., т. е. в течение последних 100 лет.

§ 222. Типы и распространение ледников

Различают два основных типа ледников — материковые и горные. Главную роль в ландшафтной оболочке Земли играют материковые ледники, или ледниковые щиты, примером которых могут служить ледниковые щиты Антарктиды и Гренландии. Типичные ледниковые щиты отличаются огромными размерами, плоско-выпуклой формой, не зависящей от рельефа местности, погребенной под ледниковым покровом. Накопление снега происходит

на ледниковых щитах в центре, расхождение же — на окраинах. В соответствии с этим и выпуклой формой щитов лед движется от центра к периферии по расходящимся линиям.

Абляция происходит лишь в узкой полосе на окраинах ледниковых щитов. Основным источником расхождения вещества является обламывание их концов, находящихся на плаву в море. Эти обломки льда и образуют айсберги (см. § 41).

Горные ледники имеют несоизмеримо меньшие размеры, их форма определяется формой вместилища. Движение обуславливается в основном уклоном ложа и направлено, в отличие от ледниковых щитов, в одну сторону — от истоков к концам языков. Скорости движения, как правило, большие.

Существует довольно значительное число типов горных ледников. К простейшим из них относятся ледники горных склонов и вершин: кальдерные, расположенные в кратерах потухших вулканов; звездообразные, образующие несколько коротких

Таблица 30

Современное оледенение земного шара (по С. В. Калеснику)

Район	Площадь ледников, км ²	Район	Площадь ледников, км ²
Арктика		Европа	
Гренландия	1 802 600	Пиренеи	30
Канадский архипелаг	155 000	Альпы	3 600
Шпицберген	58 000	Скандинавия	5 000
Ян-Майен	117	Урал	25
Исландия	11 785		8 655
Новая Земля	23 900	Азия	
Земля Франца-Иосифа	14 360	Кавказ	1 800
Северная Земля	16 908	Сибирь	477
Прочие острова Арктики	768	Корякское нагорье	180
	2 083 438	Камчатка	866
		Алтай и Саяны	914
		Иран и Малая Азия	100
		Тянь-Шань и Памир	20 375
		Гиндукуш, Каракорум и Гималаи	57 285
		Тибетское нагорье	32 150
			114 147
Северная Америка		Океания	
Аляска	52 000	Новая Гвинея	15
Континентальная Канада	15 000	Новая Зеландия	1 000
США и Мексика	661		1 015
	67 661	Антарктида	
Южная Америка	25 000	Антарктида	13 200 000
Африка	23	Острова	4 000
			13 204 000

языков, выходящих из одного общего фирна, расположенного на вершине горы; каровые, находящиеся в карах; висячие, расположенные на крутом горном склоне в неглубокой впадине.

Более сложные долинные ледники. Среди них различают простые, состоящие из одного потока, сложные, имеющие притоки первого порядка, и древовидные, имеющие притоки, являющиеся в свою очередь сложными. Еще более сложные ледниковые образования; возникающие в результате соединения нескольких самостоятельных ледников в области питания или стока. Таковы переметные ледники — два ледника с общей областью питания; ледники скандинавского типа — группа ледников, напоминающих долинные, с общим плоским обширным фирновым бассейном; ледники аляскинского типа — группа ледников с различными областями питания, но сливающихся вместе в нижней части и образующих единую ледниковую дельту, расположенную на предгорных равнинах.

Ледники занимают свыше 15,5 млн. км², или более 10% всей суши. Объем льда во всех ледниках на Земле, по последним данным, достигает 24 млн. км³. Если бы этот лед растаял, то уровень Мирового океана поднялся бы более чем на 60 м.

Распределение оледенения по земному шару приведено в табл. 30.

Как видно из таблицы, на долю полярных стран приходится 98,6% всей площади оледенения Земли.

§ 223. Гидрологическое значение ледников

Талые воды горных ледников являются одним из источников питания рек. Доля ледникового питания в общем стоке большинства рек, берущих начало из ледников, относительно невелика и только в непосредственной близости к леднику она может достигать 50% годового стока и иногда несколько превышать эту величину. Остальная часть годового стока этих рек формируется за счет других источников питания, главным образом таяния сезонных снегов, залегающих на поверхности ледника и обрамляющих его склонах. По мере удаления от ледника и уменьшения степени оледенения речного бассейна доля ледникового питания заметно уменьшается. Тем не менее наличие ледников в речном бассейне создает совершенно своеобразные особенности режима стока и уровней в течение года и оказывает существенное влияние на изменчивость годового стока таких рек, значительно снижая его. Уменьшение коэффициента вариации C_v годового стока происходит главным образом за счет повышения стока в годы с малым количеством осадков, когда доля стока талых вод ледников увеличивается. По данным В. Л. Шульца, для рек ледниково-снегового питания Средней Азии (Вахш, Зеравшан, Ягноб, Сох и др.) C_v обычно не превышает 0,10—0,15. Для равнинных рек исключительно снегового питания, как известно, C_v достигает 0,80—0,90 и превышает эту величину.

Реки, в питании которых принимают участие ледники, отличаются растянутым летним половодьем и относительно небольшим колебанием уровней и расходов (тянь-шаньский тип водного режима, по классификации Зайкова). В начале половодья сток таких рек происходит за счет таяния сезонных снегов как на самом леднике, так и на обрамляющих ледник горных склонах. Увеличение расходов воды происходит медленно, что связано с медленным потеплением в бассейне и малыми площадями таяния, а также регулирующей ролью самого ледника. По мере освобождения языка ледника от снежного покрова в питании реки начинают участвовать одновременно талые воды снега и льда. Роль ледникового питания при этом постепенно увеличивается. В зависимости от режима таяния и размера площадей, охваченных одновременно таянием, максимальные расходы в период половодья наблюдаются в июле—начале августа. Спад заканчивается к октябрю. На общем фоне повышенной волны половодья как на подъеме, так и на спаде наблюдаются отдельные паводки (см. рис. 87). Появление их вызывается сменой погоды и изменением интенсивности таяния. Иногда паводки являются результатом быстрого сброса вод из ледниковых озер или других емкостей в теле ледника, вызванного прорывом ледяных перемычек или морен. Случаи таких паводков наблюдались, например, в 1958 г. на реке Сельдаре, вытекающей из ледника Федченко, и ее верхнем притоке р. М. Танымасс. Иногда паводки достигают катастрофических размеров, вызывают разрушения и сопровождаются человеческими жертвами. Прорывы ледниковых озер известны во многих ледниковых районах (Альпах, Кордильерах, Гималаях, Скандинавии, Каракоруме и др.).

Анализ водного режима рек, вытекающих из больших ледников, позволяет предполагать, что в первую половину лета происходит аккумуляция воды в теле ледника и на его поверхности — в озерах, в понижениях между боковыми моренами и телом ледника, в устьях притоков. Во вторую половину лета происходит отдача этих вод. В соответствии с этим в первую половину лета при одной и той же температуре воздуха расходы воды реки в истоке ее из ледника должны быть меньше, чем во вторую половину лета. Это предположение хорошо подтверждается рис. 154, на котором показана связь между скользящими средними декадными расходами воды р. Сельдары у истока из ледника Федченко и температурами воздуха. Очевидно, что подобные соотношения заметны лишь при большом оледенении речного бассейна.

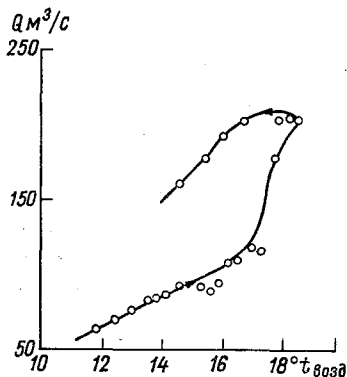


Рис. 154. Кривая связи между скользящими декадными расходами воды р. Сельдары у истока и температурами воздуха у метеостанции Алтын-Мазар за 20/VI—12/VIII 1958 г.

Различная площадь оледенения оказывает существенное влияние на внутригодовое распределение стока. С увеличением площади оледенения возрастает доля стока во второй половине лета (июль—сентябрь) по отношению к стоку за март—июнь в связи с повышением роли ледникового питания. Эта закономерность хорошо прослеживается при сопоставлении параметра В. Л. Шульца $\delta =$

$$= \frac{\sum_{VII}^{IX} Q}{\sum_{III}^{VI} Q}$$
 с площадью оледенения бассейна $f_{л}\%$ для створов рек, расположенных вблизи их истоков из ледников.

В летний период на реках, вытекающих из ледников, хорошо выражен суточный ход уровней и расходов. Время наступления максимума и минимума расходов и уровней обычно запаздывает по

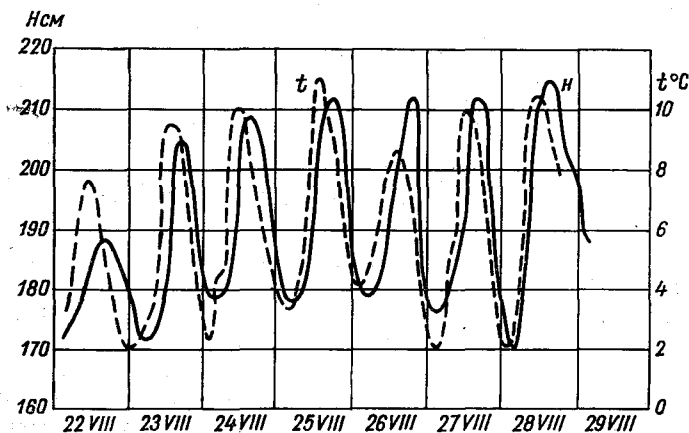


Рис. 155. Внутрисуточные колебания температуры воздуха (t) и уровня воды (H) р. Зеравшан вблизи истока из ледника Зеравшанского.

отношению к времени наступления максимума и минимума температуры воздуха. Длительность этого запаздывания различна, что связано с размерами ледника и площадью его одновременного таяния, а следовательно, со временем добегания ледниковых вод до замыкающего створа. Наибольшая суточная амплитуда обычно наблюдается в период наиболее интенсивного таяния и максимального сброса талых вод с ледника (рис. 155).

Температура воды в истоке рек в период половодья близка к 0°C и обычно днем не превышает $0,5^{\circ}\text{C}$, а ночью $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$. По мере удаления от ледника вода в реке нагревается, и тем быстрее, чем меньше водность реки.

Вода рек, вытекающих из ледников, отличается повышенной мутностью и малой минерализацией. Зоной формирования твердого стока таких рек является главным образом зона абляции. К истоку реки вместе с талыми водами в большом количестве поступают продукты выветривания горных пород, скапливающиеся на леднике.

Режим мутности поэтому тесно связан с водным режимом, и максимумы мутности и расходов воды совпадают. Мутность рек, вытекающих из ледников, достигает значительных величин. Так, по измерениям в период МГГ, мутность в истоках рек Сельдары, вытекающей из ледника Федченко, и Матчи, вытекающей из Зеравшанского ледника, составляла соответственно 7—8 и 9—10 кг/м³. Мутность резко снижается, если река вытекает не непосредственно из грота ледника, а из озера, подпруженного мореной и собирающей талые воды с ледника.

Малая минерализация талых вод (в среднем 30—50 мг/л) характерна для многих горных ледников. Это обстоятельство обеспечивает относительно небольшую минерализацию вод рек, вытекающих из них. Так, по наблюдениям в период МГГ, минерализация некоторых таких рек в истоках колебалась от 50—60 до 120—180 мг/л. Повышение минерализации воды реки по сравнению с питающим ее ледником обязано контакту талых вод с моренными отложениями и выщелачиванию из них наиболее легко растворимых солей. В составе вод обычно преобладает ион HCO_3^- .

Своеобразной гидрологической особенностью обладают материковые ледники полярных широт. Спускаясь к морю, они образуют айсберги. При отламывании айсбергов в море возникают огромные волны, подчас опустошительно действующие на берега. Имеются сведения о волнах, достигающих высоты 30 м и длины 300 м (С. В. Калесник).

Изучение режима горных ледников и режима рек, вытекающих из них, имеет большое практическое значение, особенно для тех районов, где земледелие основано на искусственном орошении и использовании для этой цели вод рек, питающихся талыми водами льда и снега в горах.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И ИХ ОЦЕНКА

ГЛАВА 50. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И ВОДНЫЙ БАЛАНС ТЕРРИТОРИИ

§ 224. Понятие о водных ресурсах

К водным ресурсам относятся все виды воды, исключая воду, физически и химически связанную с горными породами и биосферой. Они делятся на две различные группы, состоящие из стационарных запасов воды (см. табл. 1 на стр. 6) и возобновимых запасов, участвующих в процессе круговорота воды и оцениваемых балансовым методом. Для практических нужд необходимы в основном пресные воды. Возможность использования пресных вод из стационарных запасов крайне ограничена. Это относится, например, к проточным озерам, горным ледникам, стационарные запасы которых нельзя использовать путем изъятия воды из них, не нарушая возобновимых водных ресурсов данного озера, ледника, формируемых в процессе водообмена. Эксплуатация стационарных ресурсов подземных вод, слабо участвующих в процессах водообмена, в ряде случаев возможна без ущерба для возобновимых ресурсов этих вод. Очевидно, это относится и к полярным ледникам, обладающим большими единовременными запасами.

Ни одна отрасль хозяйства не обходится без использования воды. Основными потребителями воды являются городское и сельское хозяйство, промышленность, теплоэнергетика, гидроэнергетика, судходство.

Водные ресурсы в их естественном состоянии далеко не всегда соответствуют требованиям хозяйства. Это относится к качеству воды, устойчивости водных ресурсов во времени и распределению по территории. Наиболее высокие требования к качеству водных ресурсов предъявляются при использовании их для питьевого водоснабжения. Хорошим качеством должны обладать воды, обеспечивающие жизнедеятельность и продуктивность биосферы, включая воду, расходуемую на неорошаемое и орошаемое земледелие.

По степени пригодности для использования различают водные ресурсы нескольких классов. К самому высокому классу относят

пресные воды хорошего качества, устойчивые во времени. Этими свойствами, за отдельным исключением, обладают подземные воды зоны активного водообмена, дренируемые реками, озерными котловинами и др. и возобновляемые в процессе круговорота. Эти воды подвержены и меньшему загрязнению по сравнению с поверхностными водами.

Поверхностная составляющая речного стока (паводочный сток) отличается неравномерностью в течение года. Для ее использования необходимо регулирование речного стока во времени, что достигается путем создания водохранилищ. С помощью каналов и межбассейновых перебросок воды осуществляется ее транспортирование из районов, где вода в избытке, в районы, где ее недостаточно. В соответствии с требованиями городского хозяйства, различных отраслей промышленности и теплоэнергетики проводятся меры по улучшению качества воды, вплоть до опреснения морской воды. Все это различные приемы преобразования с целью расширенного воспроизводства водных ресурсов, под которым понимается перевод труднодоступных и недоступных для использования водных ресурсов в доступные и наиболее удобные для использования. К расширенному воспроизводству относится также увеличение одних источников водных ресурсов за счет других, например перевод поверхностного стока в ресурсы почвенной влаги, искусственное питание подземных вод речными паводочными водами, создание подземных водохранилищ в целях увеличения ресурсов подземных вод и т. п.

Расширенное воспроизводство — весьма ценное свойство водных ресурсов. Целенаправленные мероприятия, проводимые для осуществления этого воспроизводства, позволяют решать сложные водохозяйственные задачи и обеспечить человечество водой в необходимом количестве. Решение водохозяйственных задач, начиная с оценки водных ресурсов, должно осуществляться комплексно. При этом различают природный комплекс (взаимовязанная оценка всех источников водных ресурсов, связанных между собой в природе в процессе круговорота воды), а также хозяйственный комплекс (взаимовязанное решение водохозяйственных задач в соответствии с интересами людей и всех отраслей хозяйства). Эти принципы заложены в плановом координированном использовании и охране водных ресурсов Советского Союза.

§ 225. Балансовая оценка водных ресурсов

Метод водного баланса широко использовался с конца прошлого столетия с целью определения главным образом средней многолетней величины речного стока. В настоящее время он применяется для оценки водных ресурсов стран, различных природных зон, отдельных речных бассейнов.

На основе исследований вод территорий создается возможность не только количественно оценить водные ресурсы, но и наметить пути их рационального использования и преобразования, поскольку решение этих задач зависит от естественных свойств водных ресурсов.

Особенно актуальной стала проблема изучения водного баланса территорий в период Международного гидрологического десятилетия.

Для изучения водного баланса территории требуется комплексный географический подход, позволяющий установить взаимосвязь между всеми звеньями круговорота воды в природе и оценить составляющие баланса как для длительных, так и для коротких отрезков времени. Географический подход к изучению водного баланса основан также на том, что происхождение водного баланса в речном бассейне есть совокупный результат его формирования на отдельных ландшафтах этого речного бассейна.

Такая задача была впервые поставлена и намечены пути для ее решения в Институте географии АН СССР в послевоенные годы.

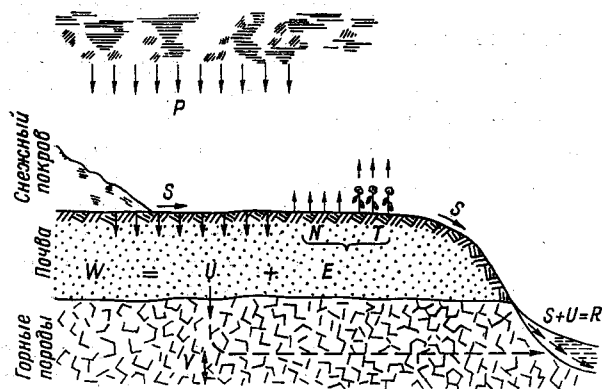


Рис. 156. Схема водного баланса речного бассейна (по М. И. Львовичу).

R — полный речной сток, P — осадки, S — поверхностный сток, U — подземный сток, W — валовое увлажнение территории (почвы), N — испарение с почвы, T — транспирация, E — суммарное испарение, V — водообмен с подземными водами ниже уровня дренажа реками.

Комплексный метод исследования водного баланса, предложенный М. И. Львовичем, основывается на схеме внутриматерикового водообмена, происходящего на ограниченных территориях — в речном бассейне и его частях (рис. 156). Взаимоувязанная оценка отдельных звеньев этого круговорота производится путем использования следующей системы уравнений водного баланса:

$$P = S + U + E; \quad W = P - S = U + E; \quad R = S + U;$$

$$K_E = \frac{E}{W}; \quad K_U = \frac{U}{W}, \quad (173)$$

где P — атмосферные осадки; S — поверхностный сток; U — подземный сток в реки; E — суммарное испарение; W — валовое увлажнение территории; K_U — коэффициент питания рек подземными во-

дами или доля просочившейся воды в почву, участвующая в питании рек; K_E — коэффициент испарения; R — полный речной сток.

Под валовым увлажнением территории М. И. Львович понимает количество воды, поступившее в почву и частично задержанное на ее поверхности в микропонижениях при орошении ее атмосферными осадками, численно оно равно разности между осадками и поверхностным стоком.

Все члены уравнения водного баланса вычисляются при известных величинах атмосферных осадков и речного стока, разделенного на две составляющие: подземную и поверхностную (путем расчленения гидрографа, см. § 126).

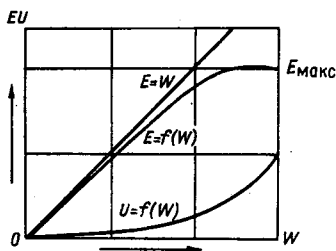
Этот метод начиная с 1960 г. получил широкое распространение в Советском Союзе и за рубежом. В настоящее время в Институте географии АН СССР завершено составление мировых карт элементов водного баланса суши и оценены этим методом водные ресурсы всех стран мира.

§ 226. Зональные закономерности водного баланса

Структура водного баланса различна для разных географических зон и меняется внутри зон. Эта закономерность является результатом взаимодействия воды с другими компонентами ландшафта: климатом, почвами, растительным покровом. Хорошим показателем расхода

Рис. 157. Схема зависимости испарения E и питания подземных вод U от валового увлажнения почвы W .

$E_{\text{макс}}$ — максимально возможное испарение.



дования влаги в различных климатических зонах, поступившей в почву и аккумулированной на ее поверхности, являются коэффициенты K_U и K_E , в сумме составляющие единицу ($K_U + K_E = 1$). Эти коэффициенты отражают влияние на расходование воды как различных соотношений тепла и влаги, так и почвенно-растительных условий конкретного района.

Сказанное хорошо иллюстрируется теоретической схемой зависимости испарения и питания подземных вод от валового увлажнения (рис. 157). При малых и средних величинах годового валового увлажнения почвы W кривая $E=f(W)$ близка к прямой линии, выходящей из начала координат под углом 45° . С увеличением увлажнения рост испарения замедляется и величина испарения при некоторых соотношениях тепла и влаги достигает максимально возможной величины $E_{\text{макс}}$. Расход на питание подземных вод соответственно возрастает. Заметное увеличение U происходит тогда, когда испарение приближается к величине испаряемости данного района и вся дополнительная почвенная влага сверх расходования

Потребности в воде с каждым годом возрастают, как в нашей стране, так и в любой другой. И если еще в недавнее время перед народами земного шара не стоял вопрос о недостатке воды и ее качестве, то в настоящее время в разных странах все чаще высказываются мнения о недостатке пресной воды, о возрастающем ее дефиците в будущем. Вот почему перед гидрологами всего мира, в том числе и нашей страны, в текущем гидрологическом десятилетии встала первоочередная задача учета и охраны водных ресурсов отдельных стран и всего мира.

В СССР оценка водных ресурсов страны произведена Государственным гидрологическим институтом ГМС и Институтом географии АН СССР. В основу оценки водных ресурсов положен воднобалансовый метод. Этот метод позволяет учесть возобновляемые в процессе круговорота: а) воды поверхностного стекания, формирующие паводочный сток; б) грунтовые воды зоны активного водообмена, дренируемые речной сетью; в) ресурсы почвенной влаги, являющиеся составной частью валового увлажнения территории; г) атмосферные осадки.

Таблица 32

Водный баланс Советского Союза по бассейнам морей

Бассейн моря	Площадь, тыс. км ²	Элементы водного баланса						Коэффициент стока
		объем, км ³			слой, мм			
		осадки	сток	испарение	осадки	сток	испарение	
Белого и Баренцева	1 192	846	408	438	710	341	369	0,48
Балтийского	661	506	171	335	765	259	506	0,34
Черного и Азовского	1 347	889	159	730	660	118	542	0,18
Каспийского	2 927	1 440	300	1140	491	102	389	0,21
Карского	6 579	3 640	1324	2316	553	201	352	0,36
Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского	5 048	2 135	1038	1097	423	206	217	0,49
Берингова, Охотского и Японского	3 269	2 126	890	1236	652	273	379	0,42
Бессточные районы Казахстана и Средней Азии	2 420	723	125	598	299	52	247	0,17
Территория всех бассейнов, включая их зарубежные районы	23 443	12 305	4415	7890	525	188	337	0,36
Территория всех бассейнов в пределах СССР	22 013	11 694	4208	7486	531	191	340	0,36
Суммарные потери на испарение, инфильтрацию и безвозвратный водозабор в засушливых районах СССР	—	—	150	—	—	—	—	—
Всего по СССР	22 013	11 694	4358	7336	531	198	333	0,37

Подробные сведения о водных ресурсах всей территории СССР и отдельно по бассейнам морей, республикам, областям приводятся в капитальных трудах «Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза» (1967 г.) и «Водный баланс и его преобразование» (1969 г.). В табл. 32 приведены данные, характеризующие водный баланс СССР по бассейнам морей.

Запасы поверхностных вод в нашей стране меняются в направлении, прямо противоположном потребностям в них. Главная масса речного стока (83%) приходится на бассейны Северного Ледовитого и Тихого океанов, пока еще мало населенные. В бессточных районах Казахстана и Средней Азии, на площади, составляющей около 11% территории СССР, имеется лишь около 2% ресурсов поверхностных вод страны.

По абсолютным величинам возобновляемых ежегодно водных ресурсов СССР занимает второе место в мире после Бразилии: сток всех рек равен 4358 км³, сток подземных вод 1038 км³ и осадки 11 694 км³. Но по относительным показателям водные ресурсы, выраженные в миллиметрах слоя, меньше, чем для суши земного шара в целом. Это отчетливо видно из табл. 33, заимствованной из работы М. И. Львовича.

Таблица 33

Сравнительная балансовая оценка водных ресурсов СССР и земного шара

Источники водных ресурсов	СССР		Вся суша	
	км ³	мм	км ³	мм
Осадки	10 960	500	110 300	834
Полный речной сток	4 350 ¹	198	38 830 ²	294 ²
Подземный (устойчивый сток)	1 020 ³	46	11 890 ³	90
Поверхностный (паводочный сток)	3 330	152	26 940	204
Валовое увлажнение территории	7 630	348	83 360	630
Испарение	6 610	302	71 470	540

¹ Не считая примерно 300 км³, формируемых на частях речных бассейнов, расположенных за рубежом.

² Исключая сток воды (льда) с полярных ледников.

³ Вместе со стоком, зарегулированным озерами и водохранилищами: в СССР — 1300 км³, на всей суше — 14 000 км³.

Если для всей суши слой стока равен 294 мм, то с территории СССР стекает 198 мм. Слой подземного стока в реки СССР (это наиболее ценные для использования водные ресурсы) почти в 2 раза меньше, чем для суши в целом.

Распределены водные ресурсы по земному шару крайне неравномерно. Для СССР это видно из табл. 34, в которой элементы водного баланса представлены по республикам с большей детализацией.

Наиболее богата водными ресурсами Грузинская ССР. Наиболее скудными ресурсами почвенной влаги отличаются Туркменская

Балансовая оценка водных ресурсов союзных республик

Республика	Осадки, мм	Сток, мм			Испарение, мм	Валовое увлажнение территории, мм	Подземный сток в % от полного
		полный	поверхностный	подземный			
СССР в целом	500 ¹	198	152	46	302 ¹	348	23
РСФСР	532	232	180	52	300	352	22
Украинская	694	85	56	29	609	638	31
Молдавская	573	21	18	3	552	555	14
Белорусская	650	182	104	78	468	546	43
Литовская	767	261	200	61	506	567	23
Латвийская	754	283	220	63	471	534	22
Эстонская	730	310	221	89	420	509	29
Грузинская	1150	780	490	290	370	660	37
Азербайджанская	640	115	73	42	525	562	36
Армянская	620	285	140	145	335	480	51
Туркменская	149	2	1,7	0,3	147	147	15
Узбекская	185	24	16	8	160	168	34
Киргизская	500	250	150	100	250	350	40
Таджикская	480	370	220	150	100	250	40
Казахская	273	21	14	7	252	259	33

¹ Расхождение на 31 мм с данными табл. 32 относится за счет введения поправок в показания осадкомеров, не лишенных еще субъективности.

и Узбекская ССР. Небольшие запасы подземной воды и почвенной влаги характерны и для других республик Средней Азии.

В силу колебаний увлажненности (см. § 143) в отдельные годы ресурсы пресных вод бывают значительно меньше средних величин, приведенных в табл. 33 и 34.

Таким образом, все возрастающая потребность в воде, неравномерность в распределении по территории и во времени отдельных составляющих водного баланса требуют исключительно бережного отношения к расходованию водных ресурсов и, как было сказано, комплексного подхода к решению всех водохозяйственных задач.

Хорошим примером комплексного использования водных ресурсов является решение проблемы Волго-Дона. Сооружение Волго-Донского канала им. В. И. Ленина не только создало сложную водно-транспортную систему, соединившую пять морей нашей страны, но и одновременно позволило обводнить и оросить огромные массивы земель Ростовской, Волгоградской областей. Гидроэлектростанция на Дону обеспечивает электроэнергией сооружения канала и водонасосные станции, снабжающие водой оросительные системы. Цимлянское водохранилище позволяет регулировать вод-

ный режим Дона и тем самым улучшать судоходные условия на Нижнем Дону.

Другие примеры — каскады водохранилищ на Волге и Днепре, решающие широкий комплекс задач: регулирование речного стока, выработка огромного количества гидроэнергии, коренное улучшение судоходства и орошения.

При учете закономерностей процессов круговорота воды и связанного с ним круговорота веществ можно найти правильные пути управления этими процессами в нужном для человечества направлении. При недооценке закономерностей взаимосвязанности природных явлений можно нанести большой ущерб водным ресурсам территории.

Советские гидрологи¹ не разделяют мнения некоторых зарубежных ученых о надвигающемся «водном голоде» на Земле. Причину ухудшения положения с водой в последние десятилетия нужно искать не столько в расходовании ее в больших количествах, сколько в характере использования.

В настоящее время (1970 г.) на земном шаре на все нужды водопользования из рек, озер, подземных источников забирается примерно 3600 км³ воды, из которых расходуется безвозвратно, главным образом на орошение, около 2400 км³. По отношению к устойчивому стоку это соответствует 26 и 17%. В СССР современный забор воды на нужды водопользования и безвозвратный ее расход составляют соответственно 19 и 13% ресурсов устойчивого стока. Следовательно, резервы еще велики, если не считать районов с недостаточным естественным увлажнением. Однако в Европе, США, в отдельных районах СССР и других частях земного шара появились признаки истощения водных ресурсов. Причина этого истощения кроется в сточных водах, образующихся в основном в результате использования воды на нужды водоснабжения. Если учесть, что часть сточных вод (половина) подвергается очистке, то и в этом случае они загрязняют в 12—15 раз больший объем чистой естественной воды, а это составляет $\frac{1}{3}$ ресурсов устойчивого стока Земли.

Таким образом, проблема водообеспечения усугубляется не количественным, а качественным истощением. Для предотвращения этого требуются новые принципы использования водных ресурсов, особое внимание к охране их от загрязнения.

Основные предложения по комплексному использованию и охране вод, высказываемые учеными, следующие.

1. Главное в предохранении водных ресурсов от качественного истощения — это всемерное сокращение, а там, где это возможно, и полное прекращение сброса сточных вод в реки и водоемы. Очистка сточных вод не может полностью оградить от загрязнения природные воды, так как качество ее отстает от роста объема

¹ Б. И. Куделин, В. Н. Кунин, М. И. Львович, А. А. Соколов. Проблемы обеспечения человечества пресной водой. — В сб.: «Материалы V съезда Географического общества СССР». Л., 1970.

сточных вод, а самоочищение естественных водоемов не беспречно. Значительная часть городских сточных вод, содержащих ценные удобрения, может быть использована для орошения (примеры этому уже есть).

2. Часть сточных вод после очистки может быть повторно использована в теплоэнергетике и на таких промышленных предприятиях, которые не нуждаются в воде высокого качества.

3. Промышленное водоснабжение постепенно должно быть переведено на оборотные циклы водоснабжения.

4. Всемерная экономия воды, вплоть до перевода ряда производств на «сухую» технологию. В последние годы такая тенденция уже наметилась, и специалисты многих производств ищут пути снижения водоёмкости промышленности.

В нашей стране партия и правительство всегда уделяли большое внимание проблеме водообеспеченности, использования и охраны водных ресурсов. За последние годы Советом Министров СССР и советами министров союзных республик приняты меры по упорядочению пользования водой и ее охране. Особое значение имеет постановление Совета Министров СССР «О мерах по упорядочению использования и усилению охраны водных ресурсов СССР» от 22 апреля 1960 г. В 10 союзных республиках созданы специальные органы по использованию водных ресурсов с инспекциями по бассейнам основных рек. Они входят в состав Министерства мелиорации и водного хозяйства. В четырех республиках организованы Государственные комитеты по использованию и охране водных ресурсов при советах министров. В Министерстве мелиорации и водного хозяйства СССР организована Государственная инспекция по охране водных источников.

Согласно действующему законодательству, государственной охране и регулированию пользования подлежат все воды: поверхностные, подземные и почвенная влага.

В СССР установлены и действуют условия спуска сточных вод в водоемы, регламентированные специальными «Правилами охраны поверхностных вод от загрязнения сточными водами» (1961 г.). Правилами установлены нормативы качества воды для водоемов питьевого и культурно-бытового водопользования, а также для рыбохозяйственных водоемов.

В декабре 1970 г. сессия Верховного Совета СССР утвердила «Основы водного законодательства Союза ССР и союзных республик». Этот важный законодательный документ призван способствовать наиболее эффективному, научно обоснованному использованию вод для нужд населения и народного хозяйства и охране их от загрязнения, засорения и истощения. В развитие этого законодательства в марте 1972 г. ЦК КПСС и Советом Министров СССР принято постановление о мерах по предотвращению загрязнения бассейнов рек Волги и Урала неочищенными сточными водами.

К настоящему времени в нашей стране работает много очистных сооружений. Объем неочищенных сбросов систематически уменьшается. Достигнута экономия в расходовании чистой воды.

Общие вопросы

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеиздат, 1970.
2. Алпатъев А. М. Благообороты в природе и их преобразование. Л., Гидрометеиздат, 1969.
3. Великанов М. А. Гидрология суши. Изд. 4-е. Л., Гидрометеиздат, 1964.
4. Воейков А. И. Климаты земного шара, России в особенности. Изд. 2-е. М., Изд. АН СССР, 1948.
5. Глушков В. Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований. М., Изд. АН СССР, 1961.
6. Давыдов Л. К. Гидрография СССР, ч. I, ч. II. Изд. ЛГУ, 1953, 1955.
7. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. Л., Гидрометеиздат, 1968.
8. Келлер Р. Воды и водный баланс суши (пер. с нем.). «Прогресс», 1965.
9. Львович М. И. Человек и воды. М., Географгиз, 1963.
10. Максимович Г. А. Химическая география вод суши. М., Географгиз, 1958.
11. Соколов А. А. Гидрография СССР. Л., Гидрометеиздат, 1964.
12. Чеботарев А. И. Общая гидрология (воды суши). Л., Гидрометеиздат, 1960.
13. Шнитников А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., «Наука», 1969.

Океаны

1. Алекин О. А. Химия океанов. Л., Гидрометеиздат, 1970.
2. Дуванин А. И. Волновые движения в море. Л., Гидрометеиздат, 1968.
3. Зубов Н. Н. Океанологические таблицы. Л., Гидрометеиздат, 1957.
4. Истошин Ю. В. Океанология. Л., Гидрометеиздат, 1969.
5. Морской атлас, т. II. М.—Л., Изд. Глав. штаба ВМС, 1953.
6. Физико-географический атлас мира. М., Изд. АН СССР и ГУГК, 1964.
7. Шокальский Ю. М. Океанография. Л., Гидрометеиздат, 1959.
8. Шулейкин В. В. Очерки по физике моря. М., Изд. АН СССР, 1962.

Подземные воды

1. Вериго С. А. и Разумова Л. А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Л., Гидрометеиздат, 1963.
2. Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. М., Гостеолиздат, 1943.
3. Качинский Н. А. Физика почвы, ч. II. Водно-физические свойства и режим почв. М., «Высшая школа», 1970.
4. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., Изд. МГУ, 1960.

5. Куделин Б. И. (ред.) Подземный сток на территории СССР. Изд. МГУ, 1966.
6. Ланге О. К. Гидрогеология. М., «Высшая школа», 1969.
7. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. М.—Л., Изд. АН СССР, 1936.
8. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1955.
9. Попов О. В. Подземное питание рек. Л., Гидрометеиздат, 1968.
10. Роде А. А. Водный режим почв и его регулирование. М., Изд. АН СССР, 1963.
11. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге, т. I, т. II. Л., Гидрометеиздат, 1965, 1969.
12. Семихатов А. Н. Гидрогеология. М., ОНТИ, 1954.

Реки

1. Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. МГУ, 1963.
2. Быков В. Д. и Васильев А. В. Гидрометрия. Л., Гидрометеиздат, 1972.
3. Воскресенский К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Л., Гидрометеиздат, 1962.
4. Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Л., Гидрометеиздат, 1947.
5. Караушев А. В. Речная гидравлика. Л., Гидрометеиздат, 1969.
6. Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географиз, 1952.
7. Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Труды НИУ ГУГМС СССР, серия IV, вып. 18, 1945.
8. Львович М. И. Реки СССР. М., «Мысль», 1971.
9. Панов Б. П. Зимний режим рек. Л., Гидрометеиздат, 1960.
10. Попов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство. Л., Гидрометеиздат, 1969.
11. Соколовский Д. Л. Речной сток. Изд. 3-е. Л., Гидрометеиздат, 1968.
12. Флейшман С. М. Сели. Л., Гидрометеиздат, 1970.
13. Шапов Г. И. Речные наносы. Л., Гидрометеиздат, 1954.
14. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1965.

Озера и водохранилища

1. Авакян А. Б., Шарапов В. А. Водохранилища гидроэлектростанций СССР. Изд. 2-е. М., «Энергия», 1968.
2. Арсеньева Н. М., Давыдов Л. К., Дубровина Л. Н., Конкина Н. Г. Сейши на озерах СССР. Изд. ЛГУ, 1963.
3. Богословский Б. Б. Озероведение. Изд. МГУ, 1960.
4. Верболов В. И., Сокольников В. М., Шимараев М. Н. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал. М.—Л., «Наука», 1965.
5. Дзенс-Литовский А. И. Соляные озера СССР и их минеральные богатства. Л., «Недра», 1968.
6. Жадин В. И., Герд С. В. Реки, озера и водохранилища, их фауна и флора. М., Учпедгиз, 1961.
7. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению, ч. I, ч. II. Л., Гидрометеиздат, 1955 и 1956.
8. Калесник С. В. Ладожское озеро. Л., Гидрометеиздат, 1968.
9. Россоломо Л. Л. Теоретические основы освоения водных ресурсов. — В сб.: «Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах», М., «Наука», 1967.
10. Труды Лаборатории озероведения АН СССР, т. XX, т. XXII. Изд. ЛГУ, 1966, 1968.
11. Хатчинсон Д. Лимнология. М., «Прогресс», 1969.

Болота

1. Иванов К. Е. Гидрология болот. Л., Гидрометеиздат, 1953.
2. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Л., Гидрометеиздат, 1957.
3. Романов В. В. Гидрофизика болот. Л., Гидрометеиздат, 1961.
4. Романов В. В. Испарение с болот Европейской территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1962.
5. Чечкин С. А. Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. Л., Гидрометеиздат, 1970.

Ледники

1. Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.
2. Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. Л., Гидрометеиздат, 1968.
3. Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географгиз, 1963.

Водные ресурсы и водный баланс территории

1. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Под ред. В. А. Урываева. Л., Гидрометеиздат, 1967.
2. Водный баланс СССР и его преобразование. Под ред. М. И. Львовича. М., «Наука», 1969.
3. Львович М. И. Водные ресурсы будущего. М., «Просвещение», 1969.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие ко второму изданию	3
Предисловие к первому изданию	4

ВВЕДЕНИЕ

Глава 1. Общие сведения	5
§ 1. Распространение воды на земном шаре (5). § 2. Гидрология, ее задачи, подразделение и связь с другими науками (6). § 3. Методы исследований (8). § 4. Основные этапы развития гидрологических исследований в СССР. Гидрологические учреждения (9).	
Глава 2. Основные физические и химические свойства воды	11
§ 5. Строение воды, ее аномалии и важнейшие физические свойства (11). § 6. Химический состав природных вод и условия его формирования (18).	
Глава 3. Круговорот воды в природе	22
§ 7. Взаимоотношение вод атмосферы, суши и Мирового океана (22). § 8. Мировой водный баланс (26). § 9. Внутриматериковый влагооборот (28).	

ОКЕАНЫ И МОРЯ

Глава 4. Мировой океан и его части	31
§ 10. Распределение суши и воды по земному шару (31). § 11. Подразделение Мирового океана на отдельные части (32). § 12. Моря и их классификации (33).	
Глава 5. Рельеф дна Мирового океана	35
§ 13. Строение земной коры в области океанов (35). § 14. Основные черты рельефа дна Мирового океана (37). § 15. Рельеф дна океанов (39). § 16. Краткая характеристика особенностей рельефа дна морей (45).	
Глава 6. Донные отложения в океанах и морях	46
§ 17. Состав морских отложений и их происхождение (46). § 18. Классификация морских отложений (47). § 19. Распределение осадков в Мировом океане (51).	
Глава 7. Состав морской воды и ее соленость	53
§ 20. Состав морской воды (53). § 21. Методы определения солености (54). § 22. Водный и солевой баланс (55). § 23. Происхождение морской воды и ее солености (57). § 24. Распределение солености на поверхности Мирового океана (58). § 25. Изменения солености по глубине (59). § 26. Распределение солености в морях (60). § 27. Газы в морской воде (61).	
Глава 8. Тепловой режим океанов и морей	64
§ 28. Процессы нагревания и охлаждения морской воды (64). § 29. Тепловой баланс моря (65). § 30. Распределение температуры воды на поверхности Мирового океана и морей (67). § 31. Суточный и годовой ход температуры воды на поверхности океанов и морей (70). § 32. Распределение температуры по вертикали (72).	
Глава 9. Плотность морской воды	75
§ 33. Понятие о плотности, удельном весе и удельном объеме мор-	

ской воды (75). § 34. Распределение плотности на поверхности и по глубинам в Мировом океане (77). § 35. Давление и сжимаемость морской воды. Адиабатические процессы (78).	
Глава 10. Перемешивание и вертикальная устойчивость вод Мирового океана	79
§ 36. Понятие о перемешивании (79). § 37. Устойчивость водных масс (82).	
Глава 11. Лед в океанах и морях	83
§ 38. Образование льда в море (83). § 39. Развитие и разрушение морских льдов (85). § 40. Структура и свойства морского льда (86). § 41. Классификация льдов (89). § 42. Дрейф льдов (90). § 43. Распределение льдов в Мировом океане (93).	
Глава 12. Оптические и акустические свойства морской воды	97
§ 44. Прозрачность (97). § 45. Цвет моря (100). § 46. Свечение и цветение моря (101). § 47. Распространение звука в морской воде (102).	
Глава 13. Колебания уровня океанов и морей	103
§ 48. Причины колебаний уровня (103). § 49. Средний уровень. Нуль глубин (107).	
Глава 14. Волны в океанах и морях	109
§ 50. Классификация волн (109). § 51. Элементы волн (112). § 52. Основы теории волн (113). § 53. Групповая скорость и энергия волн (117). § 54. Структура волн (118). § 55. Физические условия возникновения и развития ветровых волн (119). § 56. Распространение ветровых волн в прибрежной зоне (121). § 57. Рефракция волн (122). § 58. Методы наблюдения и расчета волн (123). § 59. Ветровые волны в океанах и морях (125). § 60. Внутренние волны (126). § 61. Волны, вызываемые землетрясениями (цунами) (129). § 62. Сейши (131).	
Глава 15. Приливы	133
§ 63. Основные понятия (133). § 64. Неравенства приливов (136). § 65. Приливообразующие силы (137). § 66. Основы статической теории приливов (139). § 67. Динамическая теория приливов (140). § 68. Понятие о гармоническом анализе приливов (142). § 69. Таблицы приливов. Карты приливов (144). § 70. Роль конфигурации берегов и рельефа дна. Приливы в устьях рек. Приливные течения (145).	
Глава 16. Течения	148
§ 71. Происхождение морских течений и их классификация (148). § 72. Течения, возникающие при участии сил трения (150). § 73. Градиенты течения (плотностные) (153). § 74. Общая схема течений в Мировом океане (157). § 75. Течения в морях (160). § 76. Влияние течений на режим океанов и морей и на климат Земли (161).	
Глава 17. Водные массы Мирового океана	163
§ 77. Понятие о водных массах (163). § 78. Водные массы океанов (165). § 79. Водные массы морей (170).	
Глава 18. Жизнь в океанах и морях	172
§ 80. Общие условия развития биологических процессов в Мировом океане (172). § 81. Биологическая структура Мирового океана (173).	
Глава 19. Использование ресурсов Мирового океана	174
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ	
Глава 20. Основные представления о происхождении подземных вод	178
§ 82. Теория и гипотезы происхождения подземных вод (178). § 83. Классификация подземных вод по условиям их происхождения (179).	
Глава 21. Виды воды в порых горных пород и гочв	180
§ 84. Водно-физические свойства горных пород и почв (180). § 85. Поле сил в порых (183). § 86. Виды воды в порых (184).	

Глава 22. Условия залегания подземных вод в земной коре	186
§ 87. Основные понятия (186). § 88 Вода в почве (188). § 89. Грунтовые и межпластовые безнапорные воды (188). § 90. Напорные воды (190).	
Глава 23. Движение подземных вод	192
§ 91. Просачивание воды в почву (192). § 92. Передвижение воды в водоносных слоях со свободной поверхностью. Формула Дарси (193). § 93. Определение направления и скорости движения воды в водоносном слое (195). § 94. Источники (196).	
Глава 24. Питание и режим почвенных и грунтовых вод	198
§ 95. Источники питания (198). § 96. Режим почвенной влаги (199). § 97. Режим грунтовых вод. Зависимость колебаний уровня от климата (203). § 98. Взаимосвязь речных и подземных вод (207). § 99. Понятие о гидрогеологической съемке и изучение режима грунтовых вод (210).	
Глава 25. Зональность грунтовых вод	211
§ 100. Представление о зональности грунтовых вод (211). § 101. Распределение грунтовых вод на территории СССР (213).	
Глава 26. Минеральные воды	216
§ 102. Понятие о минеральных водах (216). § 103. Распространение минеральных вод на территории СССР (217).	
Глава 27. Роль подземных вод в физико-географических процессах	218
§ 104. Оползни (218). § 105. Суффозия (219). § 106. Карстовые явления (219).	

РЕКИ

Глава 28. Основные понятия	221
§ 107. Река, ее притоки, речная система (221). § 108. Водоразделы (222). § 109. Речной бассейн. Водосбор (223). § 110. Физико-географические характеристики речных бассейнов (224). § 111. Исток, верхнее, среднее и нижнее течение, устье (225). § 112. Речная долина и русло реки (226). § 113. Продольный профиль рек (227). § 114. Поперечный профиль водной поверхности реки (228).	
Глава 29. Механизм течения рек	230
§ 115. Движение ламинарное и турбулентное (230). § 116. Движение воды в реках (232). § 117. Скорости течения воды и распределение их по живому сечению (233). § 118. Средняя скорость в живом сечении. Формула Шези (234). § 119. Скорость течения горных и равнинных рек (236). § 120. Поперечные циркуляции (237).	
Глава 30. Элементы водного режима и методы наблюдений за ними	241
§ 121. Наблюдения за уровнями и методы их обработки (241). § 122. Методы измерения скоростей течения рек (242). § 123. Методы определения расходов воды (243).	
Глава 31. Питание рек	247
§ 124. Источники питания рек (247). § 125. Климатическая классификация рек А. И. Воейкова (247). § 126. Количественная характеристика роли отдельных источников питания рек (249). § 127. Классификация рек по источникам питания (252).	
Глава 32. Водный режим	254
§ 128. Фазы водного режима (254). § 129. Весеннее половодье на реках СССР (256). § 130. Формирование паводков и передвижение паводочной волны в русле реки (258). § 131. Классификация рек СССР Б. Д. Зайкова по характеру водного режима. Классификация П. С. Кузина (263). § 132. Уровенный режим рек (266). § 133. Соответствующие уровни (269).	
Глава 33. Речной сток	269
§ 134. Основные характеристики стока (269). § 135. Формирование стока рек (270). § 136. Влияние климатических факторов на сток (272). § 137. Влияние почвы на сток (277). § 138. Влияние геологического строения речного бассейна на речной сток (278).	

	§ 139. Влияние растительности на речной сток (280).	§ 140. Влияние рельефа на речной сток (283).	§ 141. Влияние озерности на годовой сток рек (284).	§ 142. Влияние хозяйственной деятельности на сток (285).	§ 143. Понятие о норме стока (286).	§ 144. Карта стока (289).	§ 145. Распределение среднего многолетнего стока на территории СССР (289).	§ 146. Водоносность рек (290).	§ 147. Колебания годового стока рек и его распределение в году (293).	
Глава 34.	Термический и ледовый режим рек									297
	§ 148. Тепловой баланс рек и особенности их температурного режима (297).	§ 149. Распределение температуры воды по живому сечению (299).	§ 150. Изменение температуры воды по длине реки (299).	§ 151. Фазы ледового режима. Первичные формы ледообразования (300).	§ 152. Осенний ледоход (303).	§ 153. Ледостав (304).	§ 154. Нарастание толщины льда на реках (306).	§ 155. Вскрытие рек. Весенний ледоход (307).		
Глава 35.	Речные наносы									310
	§ 156. Энергия и работа рек (310).	§ 157. Формирование речных наносов (310).	§ 158. Основные определения и характеристики речных наносов (312).	§ 159. Взвешивание частиц в потоке. Гидравлическая крупность. Транспортирующая способность потока (313).	§ 160. Распределение мутности по живому сечению реки (314).	§ 161. Внутригодовой режим мутности рек (315).	§ 162. Распределение мутности рек на территории СССР (316).	§ 163. Сток взвешенных наносов (317).	§ 164. Изменение мутности и стока наносов по длине реки (317).	§ 165. Влекомые наносы (318).
Глава 36.	Сток растворенных веществ									319
	§ 166. Химический состав речных вод (319).	§ 167. Сток растворенных веществ (322).								
Глава 37.	Руслые процессы									323
	§ 168. Основные понятия. Взаимодействие потока и русла (323).	§ 169. Плановые очертания речных русел и их изменения (324).	§ 170. Морфологические элементы речных русел и пойм и распределение глубин в них (326).	§ 171. Типы руслых процессов (330).	§ 172. Основные особенности формирования устьев рек и их типы (332).					
ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА										
Глава 38.	Озерные котловины, их преобразование и элементы									336
	§ 173. Общие понятия (336).	§ 174. Происхождение озер, типы озерных котловин и их преобразование (336).	§ 175. Основные части озера и озерного дна (339).	§ 176. Основные морфометрические характеристики озера (341).						
Глава 39.	Водный баланс и уровенный режим озера									344
	§ 177. Уравнение водного баланса (344).	§ 178. Зональные особенности водного баланса (345).	§ 179. Колебания уровней воды в озере и связь их с водным балансом (348).	§ 180. Стонно-нагонные колебания уровней (354).						
Глава 40.	Волнение и течения в озерах									355
	§ 181. Ветровое волнение (355).	§ 182. Сейши (356).	§ 183. Течения (357).							
Глава 41.	Термический и ледовый режим озер									359
	§ 184. Тепловой баланс озера (359).	§ 185. Нагревание и охлаждение воды в озере (361).	§ 186. Распределение температуры по глубине и его сезонная динамика (365).	§ 187. Термическая классификация озер (370).	§ 188. Замерзание озер (372).	§ 189. Ледяной покров (373).	§ 190. Вскрытие озер (374).			
Глава 42.	Химический состав озерных вод									375
	§ 191. Основные особенности формирования химического состава (375).	§ 192. Химический состав и гидрохимический режим пресных озер (376).	§ 193. Минеральные (соляные) озера, их типы и распространение (378).	§ 194. Газовый режим (380).						

Глава 43. Прозрачность и цвет озер	383
Глава 44. Гидробиологические особенности озер	384
§ 195. Краткая характеристика основных мест обитания организмов в озере (385). § 196. Круговорот органического вещества и биологические типы озер (386). § 197. Биомасса и продуктивность озера (389). § 198. Схема зарастания озера (389).	
Глава 45. Озерные отложения	391
§ 199. Происхождение и распределение донных отложений. Озерные илы (391). § 200. Зональность озерных отложений (392).	
Глава 46. Водохранилища и основные особенности их гидрологического режима	393
§ 201. Основные понятия (393). § 202. Особенности уровня режима (395). § 203. Водные массы (399). § 204. Особенности термического и ледового режима (400). § 205. Особенности гидрохимического режима (402). § 206. Волнения и течения (403). § 207. Формирование берегов водохранилища (404). § 208. Заиление водохранилищ (408).	

БОЛОТА

Глава 47. Происхождение болот, их морфология и типы	410
§ 209. Происхождение болот (410). § 210. Морфология болот (413). § 211. Типы болот и болотных микроландшафтов (415).	
Глава 48. Водный и тепловой режим болот	419
§ 212. Водное питание и водный баланс (419). § 213. Движение воды в болотах (421). § 214. Основные закономерности колебаний уровня грунтовых вод (423). § 215. Влияние болот на речной сток (424). § 216. Термический режим, замерзание и оттаивание болот (426). § 217. Распространение болот, их изучение и значение для народного хозяйства (427).	

ЛЕДНИКИ

Глава 49. Ледники и их гидрологическое значение	430
§ 218. Снеговая линия как граница области с положительным балансом снега (430). § 219. Лавины (431). § 220. Преобразование снега в глетчерный лед (432). § 221. Образование и режим ледников (434). § 222. Типы и распространение ледников (438). § 223. Гидрологическое значение ледников (440).	

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И ИХ ОЦЕНКА

Глава 50. Водные ресурсы и водный баланс территории	444
§ 224. Понятие о водных ресурсах (444). § 225. Балансовая оценка водных ресурсов (445). § 226. Зональные закономерности водного баланса (447). § 227. Принципы комплексного использования и охраны водных ресурсов (449).	
Литература	455

Лев Константинович Давыдов
Александра Андреевна Дмитриева
Нина Георгиевна Конкина

ОБЩАЯ ГИДРОЛОГИЯ

Редактор Л. А. Чепелкина
Переплет В. В. Костырева
Техн. редактор М. И. Брайнина
Корректоры: Г. С. Макарова, А. В. Хюркес

Сдано в набор 12/IV 1973 г. Подписано к печати 15/VIII 1973 г.
М-11341. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Печ. л. 30,25
с вкл. Уч.-изд. л. 33,67. Тираж 12 000 экз. Индекс ГЛ-68.
Заказ № 266. Цена 1 руб. 39 коп.

Гидрометеиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Набор изготовлен в Ленинградской типографии № 8
«Союзполиграфпрома»
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6

Отпечатано в Ленинградской типографии № 6
«Союзполиграфпрома»
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

**предлагает
вниманию студентов
гидротехнических,
гидромелиоративных
и гидроэнергетических
специальностей**

учебное пособие

**Лучшевой А. А.
«ПРАКТИЧЕСКАЯ ГИДРОМЕТРИЯ»**

1972 г. Цена 1 р. 13 к.

В книге рассматриваются примеры обработки всех видов гидрометрических наблюдений и работ, применяемых на речных и озерных станциях, даются упражнения по разнообразным и характерным материалам наблюдений с применением новых методов гидрометрии и гидравлики. Приводится большое количество примеров для самостоятельной работы студентов, что позволит использовать ее для сети заочного и вечернего обучения. Книга иллюстрирована таблицами, схемами, приложениями и т. д.

Книга имеется в наличии в специализированном магазине Гидрометеоиздата: 197101, г. Ленинград, Большой пр., д. 57, магазин № 15 Ленкниги.

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ