

Высшее профессиональное образование

К. К. Эдельштейн

# ГИДРОЛОГИЯ МАТЕРИКОВ

Учебное пособие



Естественные  
науки

  
ACADEM A



К. К. ЭДЕЛЬШТЕЙН

# ГИДРОЛОГИЯ МАТЕРИКОВ

*Допущено  
Учебно-методическим объединением  
по классическому университетскому  
образованию Российской Федерации  
в качестве учебного пособия для студентов  
высших учебных заведений, обучающихся  
по специальностям «География» и «Гидрология»*

Москва  
  
2005





УДК 556(075.8)  
ББК 26.22я73  
Э194

Рецензенты:

проф. кафедры комплексного использования водных ресурсов  
Московского государственного университета природообустройства,  
д-р техн. наук *Д. В. Козлов*;  
акад. Академии водохозяйственных наук, зав. лабораторией гидрологии  
Института географии РАН, д-р геогр. наук, проф. *Н. И. Коронкевич*

**Эдельштейн К. К.**

Э194 Гидрология материков: Учеб. пособие для студ. вузов / Константин Константинович Эдельштейн. — М.: Издательский центр «Академия», 2005. — 304 с.

ISBN 5-7695-2176-7

В учебном пособии излагаются современные сведения о глобальном гидрологическом цикле и водных ресурсах суши. Рассматриваются процессы формирования и трансформации водных масс и географические факторы внешнего и внутриматерикового водо- и солеобмена. Приводится описание режима стока воды и ее характеристик в речных системах, водохранилищах и озерах Европы, Азии, Африки, Северной и Южной Америки, Австралии и Антарктиды. Вскрывается орографическая обусловленность структуры континентальных гидрологических циклов, определяющая водообеспеченность материка.

Для студентов высших учебных заведений, обучающихся по географическим и гидрологическим специальностям.

УДК 556(075.8)  
ББК 26.22я73

*Оригинал-макет данного издания является собственностью  
Издательского центра «Академия», и его воспроизведение любым способом  
без согласия правообладателя запрещается*



© Эдельштейн К. К., 2005  
© Образовательно-издательский центр «Академия», 2005  
ISBN 5-7695-2176-7 © Оформление. Издательский центр «Академия», 2005

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебный курс «Гидрология материков» введен в программу обучения студентов V курса географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова в 1985 г.

Цель курса — расширить географический кругозор будущих гидрологов. Это важно для применения полученных в предшествующих учебных курсах специальных гидрологических знаний при оценке экологического состояния отечественных и зарубежных территорий, расположенных на них водных объектов на самой первой ознакомительной стадии предстоящих исследовательских или проектных работ. Такая предварительная комплексная оценка естественных водных ресурсов в том или ином регионе суши и вероятного их хозяйственного использования требуется для правильной разработки программы сбора географической, гидрометеорологической и социально-экономической информации, необходимой при решении конкретной научной или прикладной водохозяйственной или природоохранной задачи.

Предмет изучения данного курса — материковые гидрологические циклы. Они различаются:

- по структуре водного баланса территории каждого континента;
- по водообеспеченности территории;
- по характеру пространственно-временной изменчивости составляющих водного баланса и зависящему от нее гидрологическому режиму водных объектов, преобразуемому хозяйственной деятельностью человека.

Учебное пособие состоит из двух частей. В первой части «Введение в гидрологию материков» круговорот воды на Земле трактуется с позиций структурной гидрологии как формирование, перемещение и трансформация водных масс в глобальном гидрологическом цикле и в различных природных зонах суши. Во второй части «Гидрологические циклы материков» рассматриваются структура внешнего и внутреннего водообмена Европы, Азии, Африки, Северной и Южной Америки, Австралии и Антарктиды, распределение на их территории средних годовых значений составляющих водного баланса и типов внутригодового колебания атмосферных осадков, испарения и речного стока, а также водные ре-

сурсы и состав воды в крупнейших водных объектах, особенности их использования в водном хозяйстве различных стран.

*Структурная гидрология* — раздел общей гидрологии, объектом изучения которого служат водные массы и их сочетания в водных объектах гидросферы, определяющие вещественную и пространственную гидроэкологическую структуру рек, озер, водохранилищ, морей и Мирового океана в целом. Предмет изучения этого комплексного направления в гидрологии, объединяющего знания о количестве, качестве и биологической продуктивности водных ресурсов, — генетический и качественный состав водных масс, физические, химические и биологические процессы их формирования, перемещения и трансформации в водных объектах гидросферы.

Первый цикл лекций о взаимодействии общества и природы был создан в Московском университете в 1888 г. проф. Н. А. Карышевым, писавшим, что «...расположение водных пространств по земной поверхности, ограничения права пользования ими для нужд всех, имеющих надобность в воде, наконец, недостаточность в отдельных местностях воды хорошего качества и годной к употреблению — все эти условия побуждают человечество делать немалые затраты труда на ее добывание»<sup>1</sup>.

Современные представления о глобальном гидрологическом цикле и сведения, характеризующие использование водных ресурсов речного стока, показывают все нарастающую необходимость затрат немалого труда новыми поколениями людей для регулирования водной стихии, обеспечивающего наилучшие условия существования.

Важная составляющая учебного курса — внеаудиторная контрольная работа. Каждому студенту предлагается составить гидрологическую характеристику речной системы среднего размера, расположенной на зарубежной территории, и гидроэкологического режима главной ее реки, используя информацию, содержащуюся на мелкомасштабных картах нескольких отечественных атласов. Завершается эта работа оценкой возможного влияния озер, болот, а также водохранилищ и других форм антропогенного преобразования речной системы и ландшафтов ее водосбора на водный режим и качество вод в рассматриваемой реке.

Теоретической основой учебного курса служат результаты работы отечественных гидрометеорологов по программе Международного гидрологического десятилетия, осуществлявшейся под эгидой ЮНЕСКО в 1965—1974 гг. Итогом этих капитальных исследований явились Атлас мирового водного баланса [17] и монография «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» [9], из-

---

<sup>1</sup> Карышев Н. А. Труд, его роль и условия приложения в производстве. — СПб., 1897. — 580 с.



данные одновременно на русском и английском языках. Опубликованные в [9] средние многолетние значения составляющих водного баланса гидросферы, Мирового океана, суши и отдельных материков приводятся в настоящем пособии без повторной ссылки на источник данных. Встречающиеся более поздние оценки тех же составляющих [7] не превышают 5 %, что не выходит за пределы возможной погрешности их определения.

Написание учебного пособия завершено автором в 2003 г., объявленном ООН Международным годом пресной воды. Более 1 млрд населения Земли не имеет доступа к чистой воде. Возможность же потребления чистой воды способствует устранению бедности, разрешению конфликтов и улучшению таким образом благосостояния слаборазвитых стран.

Автор надеется, что учебное пособие станет его посильным вкладом в университетское образование будущих гидрологов и экологов, которым предстоит решать глобальную проблему чистой воды. Автор признателен д-ру геогр. наук, проф. Н. А. Алексеевскому, д-ру геогр. наук, проф. В. М. Евстигнееву, д-ру техн. наук, проф. Д. В. Козлову, д-ру геогр. наук, проф. Н. И. Коронкевичу, зав. лабораторией экологической гидрохимии д-ру геолог.-минералог. наук В. С. Савенко и канд. геогр. наук М. Г. Ершовой за полезные замечания, учтенные при доработке рукописи, а также благодарит канд. геогр. наук М. Г. Гречушникову за помощь в подготовке иллюстраций.

Глава 1

ГЛОБАЛЬНЫЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

1.1. Определение понятий структурной гидрологии

С позиций структурной гидрологии *глобальный гидрологический цикл* — это важнейшая составная часть общепланетарного обмена веществ и энергии, представляющая собой перемещение водных масс и их трансформацию в процессе круговорота воды на Земле.

*Водные массы* в этом определении — генетически и качественно единые объемы воды, образующиеся в определенных районах гидросферы и распространяющиеся из этих очагов своего формирования в процессе круговорота воды как единое целое. Таким образом, это — разнокачественные объемы природной воды из-за различного состава и концентрации в ней растворенных и взвешенных минеральных и органических веществ и водных организмов.

Итак, глобальный гидрологический цикл (ГГЦ), если так понимать термин «водные массы», — это гораздо более общее понятие, чем просто влагооборот или круговорот воды на Земле, поскольку ГГЦ включает и перенос с водой других веществ, организмов с заключенной в них энергией. В отличие от традиционной гидрологии, в которой обычно рассматриваются отдельно круговороты воды, солей, газов и наносов, а поверхностные воды гидросферы подразделяют на морфологически различные водные объекты, образующие гидрографическую сеть [10], в структурной гидрологии *поверхностные воды гидросферы* — это совокупность взаимодействующих и трансформирующихся водных масс. А воздушные массы, из которых состоит атмосфера, рассматриваются в качестве газообразной модификации океанических и континентальных водных масс, по-разному претерпевших метаморфизм в процессе испарения воды в очагах формирования генетически и качественно различных воздушных масс. Они отличаются от водных масс многократно меньшей плотностью и большей подвижностью, иным соотношением в своем составе  $N_2$ ,  $O_2$ ,  $CO_2$  и других газов, содержанием воды в виде пара, капель и ледяных кристаллов, минеральных и органических микрочастиц аэрозоля. Таким образом, и водные, и воздушные массы имеют генетически

обусловленную *вещественную структуру*, т. е. индивидуальное для каждой массы соотношение составляющих ее веществ.

Закономерное размещение этих масс в гидросфере и атмосфере образует обычно весьма изменчивую *пространственную структуру* обеих геосфер подобно тому, как разнообразные по происхождению и составу почвы и породы — гораздо более стабильную структуру литосферы Земли. Части пространства, разделяющие в гидросфере водные массы (а в атмосфере воздушные массы), в которых происходит взаимодействие и смешение соседних водных (воздушных) масс, называют *фронтальными зонами*. Эти зоны характеризуются существенно большими пространственными градиентами физических и химических характеристик воды (воздуха) по сравнению с *ядрами водных (воздушных) масс*. Находящаяся внутри таких зон граница водных масс называется *гидрологическим фронтом*, воздушных масс — атмосферным фронтом. Наряду с водными массами фронтальные зоны представляют собой важные пространственные элементы гидрологической структуры разнообразных водных объектов гидросферы.

Термин «глобальный гидрологический цикл» введен в физическую географию основоположником отечественной гидрологии В. Г. Глушковым. В предисловии к книге Я. М. Гельмана «Гидрология», изданной в 1924 г., он так определил это понятие: «Явления гидрологического цикла представляют собой перемещение водных масс из одной комбинации в другую»\*. Девятью возможными комбинациями (3 × 3) им названы три физических состояния, в которых может находиться вода: в виде пара, в виде жидкости и в твердом виде (лед и снег) в трех средах: в атмосфере, на земной поверхности и в литосфере. «Перемещение воды из одной среды в другую, — писал В. Г. Глушков, — происходит преимущественно под влиянием силы тяжести, перемена состояния — под влиянием теплоты. Возможность обращаться в легкий пар сводит на нет результаты работы силы тяжести, и вода снова поднимается на высоту, чтобы оттуда начать новый путь своего снижения. Таким образом, явления гидрологии в некоторой своей части представляют собой вечную борьбу двух сил — силы тяжести и теплоты: вода, являясь могучим конденсатором тепловой энергии, получаемой от солнца, расходует громадные количества ее или в форме отдачи теплоты, или в форме работы против силы тяжести».

Водяной пар очень легкий по сравнению с воздухом. При температуре 0 °С плотность водяного пара примерно в 300 раз меньше, чем плотность сухого воздуха. При 20 °С это различие меньше, но все равно остается очень большим, порядка 70 раз. Вода — превосходный аккумулятор тепловой энергии. Это еще одно из

---

\* Глушков В. Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований. — М.: Изд-во АН СССР, 1961.



физических свойств воды связано с ее очень большой теплоемкостью. Теплоемкость воды более чем в 3000 раз превышает теплоемкость воздуха. Чтобы нагреть в Мировом океане на 1 °С слой воды толщиной 1 м, нужно затратить столько же теплоты, сколько ее требуется для нагревания слоя воздуха толщиной 3 км, т.е. практически почти всю массу воздуха в тропосфере. Но свойство поглотителя тепловой энергии у воды резко увеличивается в момент ее фазового превращения из твердого состояния в жидкое и еще больше (примерно в 7 раз) — при ее переходе в пар. Таковы основные тепловые свойства воды в ее трех агрегатных состояниях, имеющие определяющее значение в энергетике ГЦ.

Используемый в определении ГЦ термин «водная масса» как объем воды со специфическими физическими и химическими свойствами введен в общую гидрологию в 1929 г. австрийским метеорологом и океанологом А. Дефантом при исследовании смешения двух или трех разнокачественных водных масс. Так назвал он «однородный ограниченный или неограниченный водный объект, характеризующийся вполне определенными физико-химическими свойствами» по аналогии с «воздушными массами» — термином, возникшим несколькими годами ранее в норвежской синоптической метеорологии, ведущим теоретиком которой был в то время В. Бьеркнес. В современной океанологии, по А. Д. Добровольскому, «водной массой следует называть некоторый, сравнительно большой объем воды, формирующийся в определенном районе Мирового океана — очаге, источнике этой водной массы, обладающей в течение длительного времени почти постоянным и непрерывным распределением физических, химических и биологических характеристик, составляющих единый комплекс, и распространяющийся как одно, единое целое» [10].

Именно глобальный обмен водными массами имел в виду С. Д. Муравейский, предложивший в 1934 г. понятие «мировой сток»: «...— это сложный процесс, определяющий взаимоотношения между океаном и водами суши, процесс обмена водных масс океана и суши, процесс исторический, в котором факторы геологические, географические, физические, химические, биологические не только определяют сам обмен и его характер, но и обуславливают круговорот веществ во всем процессе стока и в каждом водоеме (водном объекте) в частности. Следовательно, каждый водоем со своей качественной специфичностью представляет собой одну из фаз (частей) этого процесса стока, следовательно, и круговорот веществ в данном водоеме является в основном функцией круговорота веществ в результате процесса стока в целом». И далее: «Итак, гидрология — это наука о процессах стока (мирового)» [11].

В настоящее время *стоком* принято называть только континентальный этап глобального круговорота воды и веществ. Поэтому

если в приведенном выше определении С. Д. Муравейского заменить «мировой сток» на термин *глобальный гидрологический цикл*, то получим практически современное понимание этого важнейшего гидроэкологического явления в географической оболочке Земли.

По существу, такой же смысл имеет термин «гидрологический цикл» и в документах ЮНЕСКО (Technical Papers in Hydrology. 7. Paris, UNESCO, 1971), где предлагают обозначать им «распространение и движение всех видов вод вместе с растворенными и переносимыми включениями над поверхностью земли, по ней и под ней» [9, с. 26].

## 1.2. Структура глобального гидрологического цикла

Двухзвенная структура ГГЦ, состоящая из океанического и континентального звеньев, взаимосвязанных атмосферным переносом воздушных масс и стоком с суши водных масс, существует на Земле давно, во всяком случае, на протяжении всего голоцена, т. е. последние 10—12 тыс. лет, прошедших с конца последнего материкового оледенения в северном полушарии.

В эту современную геологическую эпоху объем воды на нашей планете остается практически неизменным и составляет 1,39 млрд км<sup>3</sup>. Главной причиной этого, как показали начатые в 60-е годы XX в. исследования химического состава мезосферы, служит процесс фотораспада водяного пара под воздействием жесткого (в интервале длин волн 0,143—0,186 мкм) ультрафиолетового солнечного излучения. Интенсивность этого процесса составляет около  $4 \cdot 10^{12}$  г H<sub>2</sub>O/год и достигает максимального значения на высоте 70—80 км над уровнем моря (Э. К. Бютнер, 1986). От 10 до 30 % водорода, образующегося при фотолизе H<sub>2</sub>O, уходит из атмосферы Земли в космическое пространство.

Тяжелые по сравнению с водородом молекулы хемогенного кислорода, образующегося из воды в мезосфере, формируют самый верхний слой полного поглощения наиболее жесткой части ультрафиолетового излучения, губительной для живых организмов и воды (из-за ее фотолиза). Таким образом, *экологическая значимость воды* в том, что она является не только наибольшей по массе составной частью живых организмов, но и *обеспечивает условия существования гидросферы и биосферы на Земле* за счет ежегодного распада крайне малой доли своего объема (4 млн м<sup>3</sup> воды — это всего одна трехсотмиллиардная часть объема гидросферы). Второй защитный для человека озонный слой расположен в стратосфере в среднем на 60 км ниже, и поглощает умеренно жесткое излучение Солнца в интервале длин волн 0,22—0,29 и 0,31—0,36 мкм.

Достоверных сведений о величине поступления в ГГЦ ювенильных вод, образующихся в недрах Земли, пока нет вследствие того, что они, поднимаясь к земной поверхности, смешиваются в толще горных пород с просочившимися туда поверхностными водами.

**Океаническое звено.** Зарождается ГГЦ в Мировом океане, площадь которого составляет 70,8 % поверхности Земли. С его акватории испаряется в среднем 87,5 % объема воды, участвующей ежегодно в глобальном круговороте. Эта осредненная за многолетний период величина испарения составляет 505 тыс. км<sup>3</sup>/год. Большая ее часть — 405 тыс. км<sup>3</sup>/год воды — возвращается в Мировой океан в виде атмосферных осадков океанического происхождения, а 100 тыс. км<sup>3</sup>/год выносится океаническими воздушными массами на сушу (рис. 1.1). Замыкается океаническое звено и весь ГГЦ в целом сложной системой течений, которыми ежегодно переносится 21,7 млн км<sup>3</sup> воды, т. е. средняя величина их расхода оценивается примерно в 700 Св (1 Свердруп = 1 млн м<sup>3</sup>/с).

**Мировой океан.** В океане сосредоточено 96,4 % объема всех вод Земли, обладает *устойчивой гидрологической структурой*. В нем существует четыре типа океанических водных масс (ВМ), составляющих четыре слоя переменной толщины (О.И. Мамаев, 1987). Самый верхний слой образуют приповерхностные ВМ (тропосферные) арктические, субарктические, субтропические, экваториальные, субантарктические и антарктические. Толщина этого слоя от 100 м в экваториальной и субполярных облас-

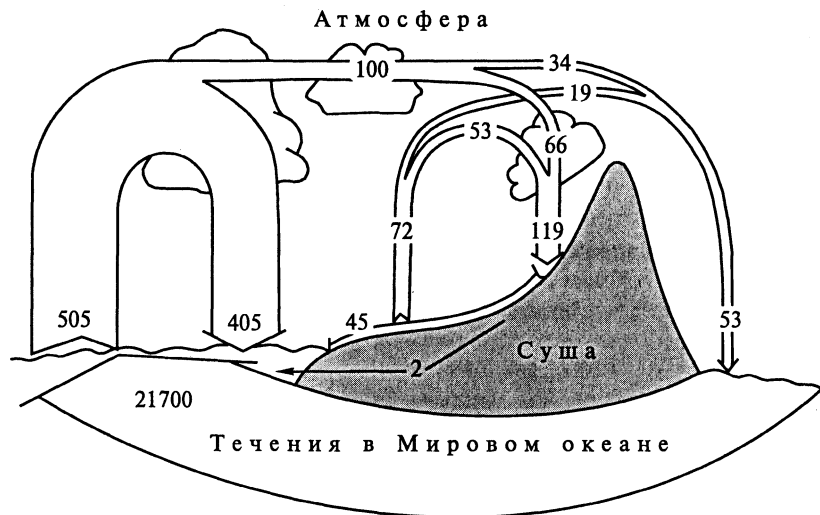


Рис. 1.1. Схема трансформации расхода воды (тыс. км<sup>3</sup>/год) в океаническом и континентальном звеньях глобального гидрологического цикла [9]



тях океанов до 500—900 м в областях субтропических антициклонических круговоротов океанических вод. Промежуточные ВМ образуют своеобразную границу между тропосферой и стратосферой океана во втором слое, расположенном на глубине от 600—800 до 1200 м. Водные массы этого типа характеризуются экстремальными значениями температуры и солености вследствие погружения холодных и менее соленых субарктических, субантарктических и антарктических ВМ либо вследствие интрузии в океанскую толщу более теплых и соленых морских ВМ из Средиземного, Красного, Аравийского, Тиморского морей, а также теплой атлантической ВМ в толщу Северного Ледовитого океана. Расположенные под слоем промежуточных ВМ стратосферные воды представлены двумя видами — водными массами с большей соленостью, образующимися в высоких широтах северного полушария, и водными массами Южного океана. Они перемещаются в сторону низких широт навстречу друг другу и там, где они соприкасаются, северные ВМ становятся глубинными (третий слой), а южные ВМ — придонными (четвертый слой океанической толщи вод).

Мировому океану свойственна квазистационарная циркуляция вод, в своих общих чертах сохраняющаяся из года в год вследствие динамического взаимодействия океана и атмосферы. Схематично она представляет следующую картину. Во внутритропической зоне океана пассаты формируют направленное на запад дрейфовое течение, разветвляющееся в области нагона на две антициклонические циркуляции в субтропических зонах южного и северного полушарий. В северном полушарии западную их периферию составляют самые мощные теплые океанические течения Гольфстрим и Куроисио, а также Мозамбикское, в южном полушарии — Бразильское и Восточно-Австралийское. В области сгона на восточной периферии этих циркуляций расположены холодные течения — Канарское, Бенгельское, Калифорнийское, Перуанское, Западно-Австралийское. Центры этих циркуляций представляют собой очаги формирования тропосферных субтропических ВМ, достигающих среди приповерхностных водных масс наибольшей толщины из-за нисходящего здесь движения воды (*даунвеллинг*). Имеется такое же явление и на западном краю океанов, из-за чего там формируются экваториальные подповерхностные противотечения. А в области сгона у восточных побережий океанов происходит подъем глубинных вод (*апвеллинг*).

Внутри антициклонических циркуляций формируются обширные водные массы, называемые В. К. Агеноровым (1944) водными массами I рода. Для таких ВМ характерна наибольшая пространственная однородность всех свойств воды, т.е. горизонтальный градиент любой характеристики  $dS/dx \approx 0$ . Для тропической зоны океана наиболее типичны водные массы II рода, характери-

зующиеся постепенным увеличением солености и других свойств ( $dS/dx = \text{const}$ ) вследствие повышенного здесь испарения и малого количества осадков, а также различных внутримассовых процессов трансформации состава воды. Такая *внутримассовая трансформация воды* усиливается, когда водная масса перемещается из одной климатической зоны в другую. И особенно сильна эта трансформация в умеренных широтах из-за наибольшей здесь сезонной и синоптической изменчивости погодных условий. Кроме внутримассовой трансформации существует еще и *фронтальная трансформация воды* вследствие смешения двух и более соседних водных масс. При такой трансформации водная масса нередко резко изменяет свои свойства, поскольку смесь разнокачественных водных масс обладает специфическими свойствами. Например, смесь водных масс разной температуры или разной солености имеет плотность больше, чем плотность воды в ядре любой из участвующих в смешении водных масс. Фронтальная трансформация редко наблюдается в чистом виде, потому что процессы фронтального взаимодействия водных масс и воздействие на них атмосферферы протекают одновременно, т. е. фронтальная трансформация обычно сочетается с внутримассовой трансформацией воды.

В последнее 20-летие XX в. возникло представление о межконтинентальном обмене водных масс в виде двухслойного *глобального конвейера*. Образующаяся в Северной Атлантике глубинная водная масса распространяется на юг, имея расход, подобный расходу Гольфстрима, — около 20 Св, огибает Африку и Австралию. Из Тихого океана в Атлантику вода поступает в поверхностном слое тремя путями: 1) через Берингов пролив (0,8 Св) и Северный Ледовитый океан; 2) значительно более многоводным потоком через моря Индонезии ( $13 \pm 3$  Св) в Индийский океан, где у южной оконечности Африки называется теплым течением Игольного мыса (Агульясское); 3) через пролив Дрейка ( $10 \pm 3$  Св) в составе Антарктического циркумполярного течения, или Течения западных ветров (С.А. Добролюбов, 1996).

Таким образом, интенсивный внутри- и межконтинентальный обмен водными массами, сопровождающийся их фронтальной и внутримассовой трансформацией, служит главной причиной сравнительно малых различий химического состава океанических водных масс. Так, их соленость составляет  $35,0 \pm 1,5$  ‰ (промилле). Наибольшее значение солености воды — в ядре приповерхностной тропической североатлантической ВМ, наименьшее — в промежуточной антарктической ВМ в Атлантике. Большая стабильность вещественной и пространственной структуры океаносферы объясняется крайне медленным ее внешним водообменом. Среднее время пребывания воды в Мировом океане  $\tau_{\text{м.о}}$  можно оценить отношением его объема к величине среднего годового расхода воды из него путем испарения:

$$\tau_{\text{м.о}} = 1338 \text{ млн км}^3 / 0,505 \text{ (млн км}^3/\text{год)} = 2,65 \text{ тыс. лет.}$$

Следовательно, в эпоху голоцена вода в Мировом океане сменилась благодаря ГГЦ всего 4 раза.

**Атмосферный этап.** В процессе испарения воды на границе «океан — атмосфера» происходит коренная метаморфизация океанических водных масс. Существует два вида испарения воды с поверхности водоемов: физическое и механическое.

При *физическом испарении* молекулы воды, обладающие наибольшей скоростью движения, преодолевая силу поверхностного натяжения, внедряются в приграничный слой атмосферы, а затем поднимаются во все более высокие ее слои со скоростью, зависящей от плотностной стратификации и турбулентности воздуха над водоемом. Этот механизм способствует возникновению холодной поверхностной пленки толщиной 0,2—0,5 мм, в которой температура понижается к границе раздела вода—воздух на 0,5—0,6 °С и более. Одновременно в воде происходит концентрирование растворенных и взвешенных веществ, из-за которого их содержание в *поверхностном микрослое* (ПМС) может повышаться на 5—10 % по сравнению с концентрацией тех же веществ под ним в водной массе. Вместе с физическим испарением воды происходит и физическое испарение растворенных в ПМС ионов, которые в приводном слое воздуха образуют газообразные ассоциаты двух типов — гидратированные ионы и гидратированные молекулы солей, т.е. в оболочке из молекул воды (В. С. Савенко, 1990).

При *механическом испарении* важную роль играет флотация. Всплывающие из водной толщи микропузырьки газов с сорбированными на их поверхности минеральными и органическими взвешенными веществами прорывают поверхностную пленку, и образующиеся при разрушении пузырьков микрокапли ПМС поднимаются на 2—3 см над водной поверхностью и увлекаются насыщаемым ими воздушным потоком. Таким образом, природная флотация водных масс не только увеличивает скорость образования водяного пара, но и приводит к возникновению аэрозольных частиц несколько большего размера.

Оба вида испарения интенсифицируются в штормовую погоду, когда увеличивающаяся турбулентность ветрового потока снижает насыщенность паром и аэрозолем приводного слоя воздуха. Кроме того, обрушение ветровых крупных волн резко увеличивает концентрацию и скорость движения воздушных пузырьков в верхнем 2—3-метровом слое водоема, что усиливает флотацию и пенообразование, а ветер срывает с гребней волн пену, испаряющуюся затем в воздушном потоке.

В результате этих процессов в состав океанических воздушных масс с поверхности Мирового океана поступает, по оценке



О. П. Петренчук (1979), примерно 1,8—1,9 млрд т/год морских солей, преимущественно NaCl. Крупные аэрозоли с радиусом  $r > 20$  мкм, составляющие около 21 % массы океанического аэрозоля (рис. 1.2), распространяются в приземном слое воздуха, остальные увлекаются воздушными потоками в вышележащие слои атмосферы.

На рис. 1.2 видно, что 70 % массы морских солей оборачивается в океаническом звене ГГЦ, а 23 % возвращается в океан стоком с суши. При этом 44 % общей массы аэрозольных частиц морского генезиса участвует (в качестве ядер конденсации водяного пара) в формировании облачных систем и осадков из них, которые при выпадении вымывают еще столько же аэрозоля из подоблачного слоя воздуха над поверхностью как океана, так и суши. Это — так называемое *влажное осаждение аэрозоля*. Помимо ГГЦ, 12 % массы морских солей выпадает на земную поверхность в виде пыли (*сухое осаждение*), из них 3 % на океанское побережье и 2 % на остальную сушу, а 7 % — на океан.

Средняя минерализация осадков, поступающих из океанических воздушных масс на поверхность океанов, несколько более 6 мг/л: около 3 мг/л приходится на долю ионов Cl и Na, к которым добавляются преимущественно сульфатные ионы — продукт

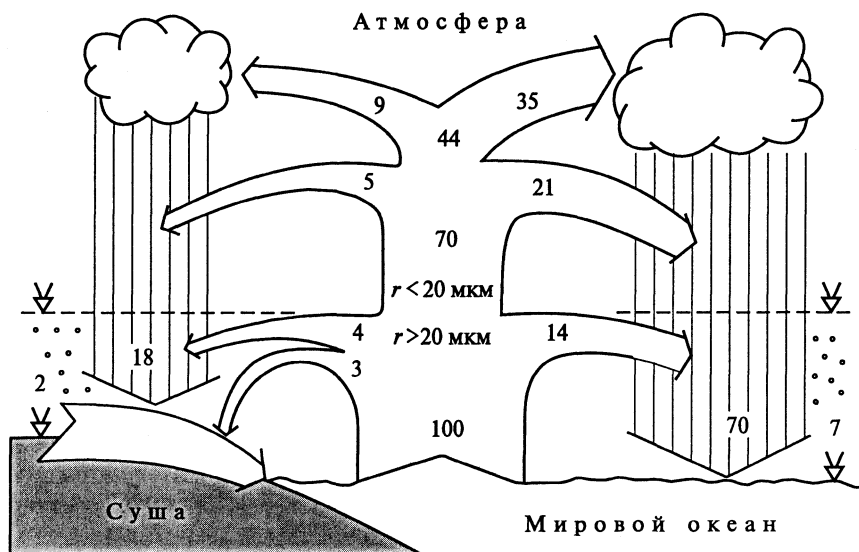


Рис. 1.2. Структура круговорота морских солей (в % ежегодно образующейся массы океанического аэрозоля, равной в среднем 1,8—1,9 млрд т/год, по О. П. Петренчуку, 1979) в глобальном гидрологическом цикле ( $r$  — средний радиус аэрозолей)

самоочищения атмосферы от ее загрязнения сернистым газом природного и антропогенного происхождения.

Средний слой испаряющейся воды с Мирового океана за многолетний период равен 1400 мм/год, в полярных широтах он составляет 100—400 мм/год, в экваториальных — до 2000 мм/год над теплыми течениями и 1000—1200 мм/год — над холодными. Наиболее активными зонами формирования влагонасыщенных воздушных масс служат два района Мирового океана, расположенные у западных побережий северных частей Тихого и Атлантического океанов, там, где соприкасаются мощные теплые течения с холодными течениями — Куроисио с Курило-Камчатским и Гольфстрим с Лабрадорским. Над этими холодными течениями часто сухие арктические воздушные массы проникают на юг и быстро увлажняются над сильно прогретыми водами теплых течений. Эти районы выделяются наибольшими значениями среднего многолетнего слоя испарения с водной поверхности на Земле — более 2400 мм/год к юго-востоку от Токио и более 3200 мм/год к юго-востоку от Нью-Йорка.

Пространственная неоднородность испарения вызывает различную влагонасыщенность океанических воздушных масс. Среднегодовое *влажностное содержание воздуха* в его слое 0—7 км над земной поверхностью равно 25 мм слоя воды (если сконденсировать весь водяной пар, находящийся в этом слое атмосферы). Над западной частью экваториальной зоны Тихого и Индийского океанов влажностное содержание этого слоя достигает 40—50 мм и снижается до 10 мм в полярной зоне.

Перемещение воздушных масс над океанами и термодинамические условия формирования осадков в том или ином их районе определяют пространственно-временную неоднородность их выпадения на океаническую поверхность. Средняя многолетняя величина слоя осадков, поступающих на акваторию Мирового океана, равна 1270 мм/год (почти на 10 % меньше среднегодового слоя испарения). В тропических зонах у восточных берегов океанов над холодными течениями из-за устойчивой термической стратификации нижних слоев тропосферы осадков выпадает менее 100 мм/год. А в центральных и западных частях экваториальной зоны над теплыми течениями, где особенно благоприятны условия для развития мощной конвекции в тропосфере, слой осадков достигает 3200 мм/год и более. Превышение слоя осадков над слоем испарения несколько увеличивает здесь расход главных циркуляционных систем океанических течений.

Из поступающих на сушу с Мирового океана воздушных масс, средняя влажность которых 80 %, 2/3 водяных паров, конденсируясь, выпадает на поверхность суши в виде *адвективных атмосферных осадков*. Остальная часть влаги (34 км<sup>3</sup>/год) проносится транзитом над сушей, формируя вместе с 30 % испарившейся с

ее территории воды *атмосферный сток* с суши, равный 53 тыс. км<sup>3</sup>/год (см. рис. 1.1).

Средняя за многолетний период суммарная величина атмосферных осадков на поверхность Земли равна 577 тыс. км<sup>3</sup>/год, а среднее влагосодержание атмосферы — 12,9 тыс. км<sup>3</sup> (или 25 мм), следовательно, средняя продолжительность пребывания воды в атмосфере

$$\tau_A = 12,9 \text{ тыс. км}^3 / 577 \text{ (тыс. км}^3/\text{год)} = 0,022 \text{ года,}$$

или 8 сут, а смена ее в атмосфере происходит в среднем 45 раз за год. При этом на осадки ежедневно расходуется из атмосферы в среднем 12 % находящейся в ней влаги. Средняя скорость переноса влаги в нижнем семикилометровом слое атмосферы около 3 м/с (220 км/сут).

В последнее десятилетие учеными Массачусетского технологического института (США) обнаружены в атмосфере 6 «рек» водяного пара с расходом воды до 6 млн куб. футов/с, что соответствует 170 тыс. м<sup>3</sup>/с, т.е. величине, соизмеримой с расходом воды в Амазонке ( $\approx 200$  тыс. м<sup>3</sup>/с, см. табл. 8.2). Один из таких потоков водяного пара берет начало в Бразилии, другой «течет» над центральной Европой, однако пока неизвестна степень устойчивости этих «воздушных рек».

Таким образом, рассмотренные современные представления о разнообразных процессах массообмена на границе «океан — атмосфера» достаточно убедительно иллюстрирует выдвинутую С. Д. Муравейским полвека назад идею об обмене между Мировым океаном и сушей не просто водой, а именно водными массами, имеющими в тропосфере газообразный вид влагонасыщенных воздушных масс, содержащих водяной пар, облачные системы и аэрозоли морского и континентального происхождения.

**Континентальное звено.** Начало второму (континентальному) звену ГГЦ дают атмосферные осадки, выпадающие из воздушных масс океанического происхождения на сушу. Среднее их количество за многолетний период составляет 66 тыс. км<sup>3</sup>/год (см. рис. 1.1). С океаническими воздушными массами поступает одновременно 0,4 млрд т/год морских солей, что составляет 23 % ежегодно образующейся на акватории Мирового океана массы аэрозоля. Наибольшая их часть (18 %) выпадает с осадками из облачных систем и вымывается из подоблачного слоя, а остальная их часть (5 %) оседает в виде пыли в периоды отсутствия осадков на побережье (3 %) и в более удаленных от него районах (2 %, см. рис. 1.2).

Когда атмосферные осадки соприкасаются с земной поверхностью, сразу же происходит метаморфизация их химического состава под влиянием преимущественно двух природных процессов:

- концентрирования растворенных в воде веществ вследствие ее испарения;

- сильного изменения состава воды в результате эрозии и растворения веществ на поверхности и в толще почв и грунтов, а также при взаимодействии с растительным покровом и континентальными водными массами.

Эти процессы практически совершенно отсутствуют на территориях, покрытых ледниковым и снежным покровом (16,3 млн км<sup>2</sup> и 72 млн км<sup>2</sup>, или 11 и 14 % суши соответственно). Здесь происходит круглогодичная или только сезонная аккумуляция атмосферных осадков. Процессы метаморфизации природных вод сильно ослаблены на территориях, покрытых многолетнемерзлыми грунтами (32—35 млн км<sup>2</sup>, или 22—24 % суши). Период возобновления запаса воды в полярных ледниках и подземных льдах зоны многолетней мерзлоты — около 10 тыс. лет, а в горных ледниках — в среднем 1600 лет.

Общее количество испаряющейся воды с поверхности снега и льда, почвенно-растительного покрова, с акватории континентальных водных объектов и в процессах транспирации воды растительным покровом и хозяйственного использования водных ресурсов составляет в среднем за многолетний период 72 тыс. км<sup>3</sup>/год (см. рис. 1.1). Вместе с транспирацией происходит и сравнительно небольшое, но очень экологически важное поглощение воды растениями в процессе фотосинтеза органического вещества. Расход воды на фотосинтез (его уравнение —  $n\text{CO}_2 + n\text{H}_2\text{O} = (\text{C}_n\text{H}_2\text{O})_n + n\text{O}_2$ ) составляет 225 км<sup>3</sup>/год [9]. Поскольку содержание воды в живом веществе принимается равным 80 % биомассы, общий запас воды в биоте Земли — порядка 1 тыс. км<sup>3</sup>. Однако только 60 % этого объема биологически связанной воды активно участвует в ГЦ. Среднее время возобновления биологической воды в организмах составляет несколько часов.

Испарившаяся с суши вода увеличивает влагонасыщенность воздушных масс над ее поверхностью и тем самым стимулирует выпадение из них *осадков смешанного происхождения*. Для этого необходимо, чтобы относительная влажность воздуха превысила 40 %. Благодаря вовлечению в осадкообразование местной влаги, общее количество атмосферных осадков, поступающих на сушу, на 80 % больше их океанической составляющей и равно в среднем 119 тыс. км<sup>3</sup>/год. Лишь 30 % испарившейся на суше влаги (19 тыс. км<sup>3</sup>/год) включается в атмосферный сток (см. рис. 1.1).

Одновременно над сушей происходит сильная трансформация состава воздушных масс вследствие поступления в них континентального аэрозоля. Большую часть его фракций, растворимых водой, составляют сульфаты, образующиеся в атмосфере из сероводорода и сернистого газа вулканического происхождения, продуктов разложения и горения органических веществ при пожарах, сжигании топлива, мусора. К ним добавляются соли почвенного покрова, выдуваемые ветром. Около 2,8 млрд т/год этих веществ

континентального происхождения участвует в формировании фронтальных облачных систем (О. П. Петренчук, 1979), 30 % их массы выносятся в составе воздушных масс с суши в Мировой океан, а остальные выпадают на сушу с атмосферными осадками. Поэтому средняя минерализация воды в осадках на сушу в 3 раза выше, чем в центральных районах океанов, и составляет 18—20 мг/л, причем доля в них хлоридов меньше, чем в осадках чисто океанического происхождения.

В полярных широтах и высокогорных районах минерализацию атмосферных осадков определяет состав облачной воды. В тропических широтах и промышленных регионах умеренных широт с загрязненным подоблачным слоем воздуха минерализация осадков в континентальном звене ГГЦ существенно выше и гораздо изменчивее во времени и пространстве. Атмосферные осадки в виде снега более эффективно очищают воздух от загрязняющих веществ благодаря меньшей скорости падения снежинок и их большей, относительно массы, поверхности по сравнению с дождевыми каплями. Поэтому минерализация осадков, накапливающихся в снежном покрове в холодную часть года, обычно больше, чем дождевых вод. В среднем на поверхность суши с осадками поступает 2,4 млрд т/год минеральных солей.

Неиспарившаяся в континентальном звене вода инфильтруется в почвы и грунты и стекает по их поверхности в *областях внешнего и внутреннего стока*. Первые имеют общую площадь 119 млн км<sup>2</sup> (80 % суши) и представляют собой водосборы океанов. Средний за многолетний период сток с них воды в Мировой океан равен 47 тыс. км<sup>3</sup>/год. Он состоит из речного стока (42 тыс. км<sup>3</sup>/год), стока льда преимущественно в виде откалывающихся и тающих в океанах айсбергов (3 тыс. км<sup>3</sup>/год ультрапресной воды) и подземного стока воды в виде субмаринных источников в прибрежной полосе океанического побережья (2 тыс. км<sup>3</sup>/год). Суммарный ионный сток рек в Мировой океан оценивается в 3,2 млрд т/год, следовательно, средняя минерализация речных вод в приустьевых створах составляет 78 мг/л. Таким образом, стекающие с суши речные воды примерно в 4 раза более минерализованы, чем выпадающие на сушу атмосферные осадки, вследствие выщелачивания порядка 0,8 млрд т/год преимущественно гидрокарбонатных ионов, ионов кальция и магния из растворимых водой известняковых пород. Этот процесс увеличивает минерализацию в полтора раза и жесткость континентальных водных масс, и более чем вдвое они повышаются из-за концентрирования в стоке растворенных ионов при испарении воды.

Несомненно, что вклад испарения и выщелачивания в формирование минерализации речных водных масс сильно варьирует в зависимости от географического положения и ландшафтных особенностей каждого водосбора. Так, подобные расчеты для бассей-

на верхней Москвы-реки, расположенного в центре лесной зоны с умеренно континентальным климатом, показывают, что средний за многолетний период слой годового стока воды в нем почти втрое меньше слоя осадков. Поэтому испарение увеличивает минерализацию поверхностных вод с 10—12 до 30 мг/л, а выщелачивание ими грунтов водосбора повышает ее среднее многолетнее значение в 6 раз — до 190 мг/л.

Оценка ионного стока с подземными водами [5] показала, что его средняя многолетняя величина может составлять 1,3 млрд т/год; при суммарном дебите *субмаринных источников* (т.е. подводных) 2,4 тыс. км<sup>3</sup>/год. Средняя минерализация их вод равна 0,6 г/л (в 7,5 раз больше, чем в речном стоке). С учетом этой компоненты ионного стока с суши его общая величина составляет 4,5 млрд т/год (70 % — поверхностный ионный сток и 30 % — подземный), и она в 10 раз больше, чем солевой поток с Мирового океана на сушу. Разность этих потоков показывает величину химической денудации суши под воздействием стока, равную 4,1 млрд т/год. Поэтому средний модуль ионного стока рек в области внешнего стока

$$m_{\text{и}} = 3,2 \cdot 10^9 / 119 \cdot 10^6 = 27 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год}),$$

а модуль химической денудации суши

$$m_{\text{х.д}} = 4,1 \cdot 10^9 / 119 \cdot 10^6 = 34 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год}).$$

Суммарная площадь многочисленных областей внутреннего стока, имеющих на всех континентах, равна 30 млн км<sup>2</sup>, суммарный сток в них речных водных масс очень мал (1 тыс. км<sup>3</sup>/год). Средний слой стока воды в этих областях, расположенных преимущественно в пустынных ландшафтах, составляет всего 33 мм/год (в 12 раз меньше среднего слоя стока в областях внешнего стока). Вследствие полного испарения воды и частичной дефляции ветром солей и речных наносов водные массы в областях внутреннего стока, испаряясь, формируют континентальные воздушные массы, слабо насыщенные водяным паром, но наиболее обогащенные аэрозольными частицами, которые снова включаются в континентальное звено ГГЦ.

Кроме процессов, которые ведут к изменению химического состава воды на континенте (растворение горных пород и продуктов деструкции органического вещества, образующегося в разнообразных ландшафтах), в водах суши многократно увеличивается содержание взвешенных веществ в результате эрозии, которую производят поверхностные склоновые воды, вымывая частички грунта и насыщаясь наносами. По оценке Г. Н. Голубева (1982), в целом на всей части суши, свободной от снежного и ледяного покрова, образуется масса продуктов склоновой эрозии почв и грунтов, составляющая порядка 90 млрд т/год. Следовательно, сред-

няя мутность поверхностно-склонового стока равна примерно  $2 \text{ кг/м}^3$ , а средний модуль эрозии не покрытой льдом части суши

$$M_{\text{эп}} = 90 \cdot 10^9 / 133 \cdot 10^6 = 677 \text{ т/}(\text{км}^2 \cdot \text{год})$$

и в 20 раз превышает модуль химической денудации суши в процессе стока.

В отличие от растворенных ионов, которые с водой транзитом проходят по гидрографической сети областей внешнего стока до Мирового океана, большая часть взвешенных частиц грунта лишь перераспределяется стоком в пределах речных водосборов и отлагается по мере выполаживания уклонов сначала склонов, а затем и уклонов рек. О масштабе такой трансформации стока наносов можно судить, сопоставив приведенную выше оценку интенсивности водной эрозии почвенного покрова суши с величиной стока речных наносов в океаны. Такой расчет выполнен по данным многолетних гидрометрических наблюдений за стоком наносов в приустьевых створах 635 рек [9]. Для оценки стока наносов остальных впадающих в океаны рек использован метод аналогии. Суммарный сток наносов с суши получился равным 15,7 млрд т/год, следовательно, более 80 % продуктов водной эрозии перераспределяется внутри водосборов, формируя делювиальные отложения, русловой и пойменный аллювий, а остальные 20 % выносятся в дельты, бессточные озера и моря. Более поздние оценки величины стока речных наносов в Мировой океан отличаются всего на 5—15 % [8]. Учитывая различия методики таких расчетов, можно считать, что они подтверждают, во-первых, малую долю выносимых стоком с суши продуктов ее водной эрозии, а во-вторых, *4—5-кратное превышение стока взвешенных веществ и их средней концентрации над стоком и концентрацией растворенных веществ.*

Емкость русловой сети всей суши, характеризующаяся осредненным объемом находящихся в ней речных водных масс, составляет несколько больше 2 тыс. км<sup>3</sup>, поэтому среднее время смены водных масс в речной сети — 16 дней, т.е. вдвое продолжительнее, чем смена воздушных масс в атмосфере.

**Континентальный этап.** В глобальном гидрологическом цикле представляет собой процесс перемещения природных вод по поверхности суши (поверхностный сток) и внутри почв и грунтов верхнего слоя литосферы (подземный сток) под действием силы тяжести. Поверхностный сток имеет следующие разновидности: склоновый, русловой и внутриводоемный. В течение года сток имеет многоводные фазы — половодье (повторяется на данной реке из года в год в один и тот же сезон) и паводки (возможны в любое время каждого сезона) и маловодные фазы (межень).

Склоновый сток периодически возникает во время снеготаяния или интенсивных и продолжительных дождей в виде плоскостного стекания воды с относительно ровных, покрытых луго-

вой или лесной растительностью территорий. На оголенных или распаханных склонах оно перестраивается в сток воды по непрерывно изменяющейся микроручейковой сети, переходящий в сеть все более крупных временных ручейков. В этой начальной стадии формирования поверхностного стока его внутрисуточная, синоптическая и сезонная изменчивость изначально определяется неравномерностью выпадения атмосферных осадков вследствие изменения погоды. Сильно изменчив при этом и состав *склонового генетического типа вод*, обогащающихся смываемыми легко растворимыми солями, минеральными биогенными и органическими веществами (продуктами бактериального разложения отмирающих организмов наземной флоры и фауны), а также минеральными и органическими взвешенными веществами, из-за которых эти воды особенно мутны.

Одновременно на водосборе начинают формироваться и два других генетических типа вод, образующих подземный сток из фильтрующихся сквозь почву и подстилающие ее грунты склоновых вод и изменяющих при этом свои свойства. Образовавшиеся в результате этой трансформации воды *почвенного генетического типа*, сильнее и продолжительнее контактирующие с почвенным покровом водосбора, отличаются от склоновых вод несколько большей минерализацией, наибольшим содержанием биогенных и органических растворенных веществ и меньшей концентрацией взвесей. А еще глубже проникающие воды *грунтового генетического типа* из-за еще более медленного водообмена приобретают наиболее высокую минерализацию и жесткость при минимальном содержании органических, биогенных и взвешенных веществ и нередко при полном отсутствии растворенного кислорода. Если в них много растворенного закисного железа, то при выходе на поверхность в виде источников такие воды заметны по ржавому цвету осадка. Он образуется при насыщении подземной воды на воздухе кислородом, превращающим бесцветное  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  в хлопьевидное  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ .

Русловой сток возникает, когда воды этих генетических типов, объединяясь в *первичную речную водную массу* (РВМ), формируют русловую сеть, где смешиваются в различных пропорциях в зависимости от фазы гидрологического режима. В половодье при снеготаянии в умеренных и полярных широтах или в сезон интенсивных дождевых осадков в областях муссонного и тропического климата возникающая в русле первичная РВМ состоит в основном из склоновых вод. В эту самую многоводную фазу водного режима вода в реке имеет соответствующие данному генетическому типу вод характеристики своего физического состояния и химического состава. При этом сильный подъем уровня воды в реке с нередким затоплением поймы создает подпор подземных вод, ограничивающий их поступление в реку. На спаде половодья и в



паводки преобладающую роль в формировании первичной РВМ играют воды почвенного генетического типа в сочетании с остатками склонового типа вод и все увеличивающегося притока в речное русло вод грунтового генетического типа.

В глубокую летнюю и зимнюю межень, когда реки питаются почти исключительно грунтовым генетическим типом воды из наиболее глубоких водоносных горизонтов грунтовой толщи речного водосбора, солевой состав РВМ подобен химическому составу вод данного генетического типа. Попадая в речную сеть, эти воды быстро насыщаются кислородом. Летом они имеют низкую температуру, вследствие чего растворимость в них атмосферного кислорода велика. В период ледостава они имеют более высокую температуру по сравнению с РВМ, поэтому у их источников часто образуются полыньи — очаги насыщения кислородом зимней речной воды.

По мере продвижения РВМ вниз по реке от истока к устью и изменения расхода воды в потоке непрерывно изменяется в ней соотношение между массой взвешенных и влекомых наносов. Кроме того, от одного речного участка к другому увеличивается объем этой главной РВМ благодаря ее смешению с водными массами все большего числа притоков ее речной системы. Поэтому русло-вой сток сопровождается как внутримассовой, так и фронтальной трансформацией состава речной воды.

*Внутримассовая трансформация РВМ* проявляется:

- в колебаниях температуры речной воды вследствие ее теплообмена с атмосферой, изменяющегося в безледный период года в зависимости от смены погоды;
- в колебаниях концентрации взвешенных веществ и прозрачности речной воды вследствие ее обмена наносами с русловыми отложениями в плесовых лощинах и на перекатах, у абразионных и аккумулятивных участков речного берега. Направленность этого обмена и его интенсивность изменяются в зависимости от расхода воды и наносов в реке. Особенно сильна такая трансформация в случае выхода воды на пойму, когда происходит заиление ее поверхности и смена водных масс в расположенных на ней нередко многочисленных пойменных озерах и низинных болотах;
- в постепенном увеличении минерализации речной водной массы в местах дренирования руслом все более глубоких водоносных горизонтов грунтовой толщи речного водосбора;
- в постепенном росте биомассы фито- и зоопланктона, количества рыбы по мере увеличения времени существования и размера РВМ, в колебании видового состава и численности водных организмов планктона в зависимости от развития в русле высшей водной растительности и ихтиофауны, изменений водности реки и погодных условий в вегетационный период.

Фронтальная трансформация РВМ происходит в участках русла, расположенных ниже устьев притоков. В русловой сети каждого из них формируются свои речные водные массы со специфическими характеристиками водности и состава воды, соответствующими ландшафтным условиям формирования стока на водосборе того или иного притока.

В пределах участка смешения водных масс притока и главной реки (начало такого участка — в створе устья притока) выделяются по минерализации воды и другим гидроэкологическим характеристикам три зоны (рис. 1.3).

Две из них, сужающиеся вниз по течению, расположены у противоположных берегов реки, а между ними находится третья — расширяющаяся вниз по течению фронтальная зона. У берега, противоположного устью притока, находится зона, в которой расположена струя главной РВМ, все большая часть которой с удалением от устьев створа вовлекается во фронтальную зону. У другого берега реки прослеживается струя все более трансформирующейся водной массы притока вследствие смешения с водой расширяющейся фронтальной зоны. А в этой зоне с удалени-

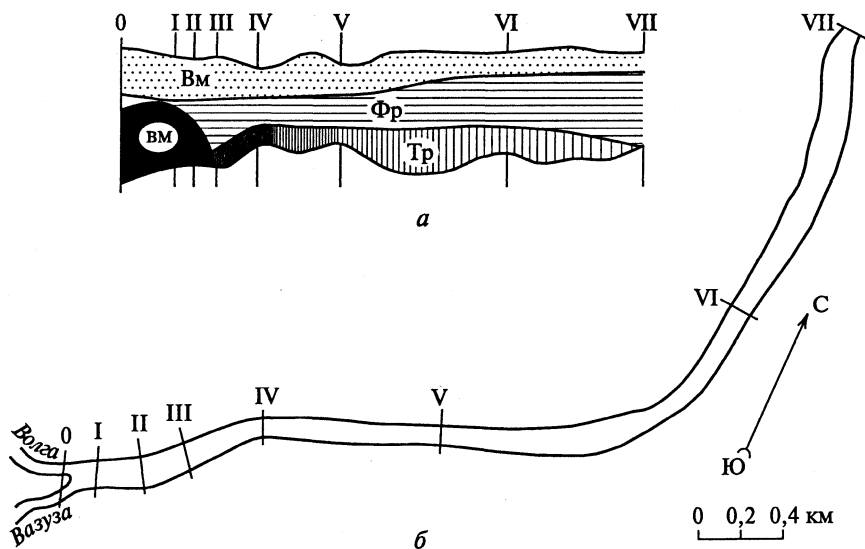


Рис. 1.3. Схема фронтальной трансформации речной водной массы (а), по материалам русловой съемки в летнюю межень 1975 г. участка смешения (б) речных водных масс Волги (расход  $Вм$ ,  $34 \text{ м}^3/\text{с}$ ) и ее притока Вазузы (расход  $вм$ ,  $4 \text{ м}^3/\text{с}$ ):

Тр — зона трансформации водной массы притока; Фр — фронтальная зона; I—VII — номера поперечных створов наблюдений (протяженность участка 4,5 км)

ем вниз по течению от устьевого створа все меньше становятся значения поперечного градиента характеристик состава воды. Этот градиент практически совсем исчезает в створе полного смешения обеих РВМ, на нижней границе участка фронтальной трансформации главной водной массы реки.

Гидрологическая структура участка смешения РВМ (т.е. соотношение размеров трех зон) и его протяженность до створа полного смешения зависит от руслового рельефа, соотношения расходов воды сливающихся рек и в особенности от водности реки. Чем больше расход воды в ней, тем длиннее этот участок смешения, несмотря на то, что с увеличением расхода нередко возрастает скорость течения и турбулентное перемешивание водных масс. Тем не менее при повышенных скоростях течения возрастает удаленность створа полного смешения от устьевого створа. Концентрацию любой консервативной характеристики  $C$  состава речной водной массы в створе полного смешения рассчитывают по формуле смешения

$$C = \frac{C_{\text{ВМ}} Q_{\text{ВМ}} + C_{\text{ВМ}} Q_{\text{ВМ}}}{Q}, \quad (1.1)$$

где  $C_{\text{ВМ}}$  и  $Q_{\text{ВМ}}$  — концентрация вещества и расход воды в главной реке выше устья притока;  $C_{\text{ВМ}}$  и  $Q_{\text{ВМ}}$  — то же, в приустьевом участке русла притока;  $Q = Q_{\text{ВМ}} + Q_{\text{ВМ}}$  — расход реки в створе полного смешения.

Наименее консервативна в этом процессе концентрация взвешенных наносов, осаждение и взмучивание которых зависит от изменения динамического режима потока в узле слияния рек.

Таким образом, с позиций структурной гидрологии каждая речная водная масса — это смесь генетических типов воды, поступивших в речную систему с ее водосбора в одну из фаз стока. И только в русле главной реки крупной речной системы на стыке фаз стока может наблюдаться явление вытеснения вод прошедшей маловодной фазы водной массой наступившей многоводной фазы (например, вытеснение вниз по реке вод зимней межени водной массой начавшегося половодья).

Внутриводоемный сток. Еще большей трансформации подвергаются континентальные водные массы, поступающие в водоемы суши — пресноводные озера, водохранилища и пруды. Подавляющее большинство таких водоемов проточны, т.е. из них вытекает вода в расположенные ниже участки речной сети. Процесс стока в каждом таком водоеме представлен медленным транзитным стоковым течением, направленным от устьев рек, втекающих в водоем, к истоку вытекающей из него реки.

Вследствие замедленного водообмена в водоеме происходит смешение РВМ не только разных рек, но и различных фаз их водного

режима (половодья, межени, паводков). В результате их фронтальной трансформации образуется *основная (озерная) водная масса* (ОВМ), отличающаяся от речных водных масс прежде всего комплексным генетическим составом. Это означает, что *каждая водная масса озерного типа представляет собой смесь множества объемов разнородных генетических типов воды*, возникших в различных ландшафтах одного или нескольких речных водосборов в 2—3 фазах и более данного года или даже многих предшествующих лет. Благодаря длительному воздействию многообразных внутриводоемных динамических процессов ОВМ даже в самых крупных водоемах мира приобретают пространственно однородные физические, химические и биологические свойства в поверхностном перемешанном слое (*эпилимнионе*) и глубинном слое (*гиполимнионе*). Различие неконсервативных характеристик качества воды в этих слоях возникает благодаря внутримассовой трансформации лишь в сезоны летней или зимней стагнации. Эти различия исчезают в периоды полной конвективной циркуляции вод в другие сезоны.

Таким образом, чем меньше интенсивность внутриводоемного стока, т.е. проточность водоема, тем более продолжительно время пребывания ОВМ в водоеме, тем сильнее ее внутримассовая трансформация и больше отличие состава воды, вытекающей из водоема в речное русло, по сравнению с составом РВМ, питающих водоем. При этом трансформируются (сильно сглаживаются) и внутригодовые колебания характеристик водного, теплового, химического стока и стока наносов. Поэтому для озерных рек, вытекающих из слабопроточных озер, характерны следующие черты *озерного регулирования стока*:

а) отсутствие в их внутригодовом водном режиме многоводных и маловодных фаз;

б) постоянство минерализации и химического состава воды, ее большая прозрачность из-за малой концентрации минеральных взвесей.

В водообмене озер мира участвует в среднем за многолетний период более 2,2 тыс. км<sup>3</sup>/год речных вод и атмосферных осадков, образующих ежегодно возобновляющиеся *динамические водные ресурсы озер*. Они составляют всего 1 % суммарного объема аккумулярованной в озерах воды, равного 176 тыс. км<sup>3</sup>. Остальные 99 % этого объема представляют собой вековые *стационарные озерные ресурсы* (водные и биологические). Время пребывания воды в озерах разных морфогенетических типов варьирует очень сильно — от нескольких месяцев в сильно проточных водоемах до 300 лет в оз. Байкал, выделяющемся самым замедленным водообменом среди проточных водоемов Земли. Среднее значение времени пребывания воды в озерах мира — около 80 лет.

В каждой реке, вытекающей из озера, по мере впадения в нее все большего количества РВМ ее притоков с незарегулирован-

ным русловым стоком озерные воды, вследствие фронтальной трансформации, приобретают черты, более свойственные речной водной массе — внутригодовое чередование многоводных и мало-водных фаз стока с генетически обусловленным изменением в реке физических, химических и биологических характеристик воды.

Завершается континентальный этап ГГЦ *метаморфизацией* РВМ в устьевой области, где пресная речная вода смешивается с морской водной массой (МВМ). Здесь на стыке континентального и океанического звеньев ГГЦ главную роль в коренном изменении свойств воды играют следующие процессы:

- прекращение перемещения влекомых наносов и осаждение большей части взвешенных наносов вследствие уменьшения уклона речного потока и скорости течения;

- фронтальное смешение РВМ с намного большим объемом соленой морской воды, сопровождающееся ее пересыщением карбонатными ионами, кристаллизацией  $\text{CaCO}_3$  и его осаждением (при участии водных организмов) на дно приустьевого взморья.

Аналогичные процессы метаморфизации состава пресных РВМ протекают и в аридных областях внутреннего стока — в солоноватоводных озерах и приустьевых заливах минеральных озер, куда впадают питающие их реки. Здесь особенно ярко проявляется роль испарения в повышении солености ОВМ (до 100—300 ‰ и более), превращающейся в рапу, из которой происходит осаждение на дно различных по химическому составу солей.

### **1.3. Антропогенные воздействия на структуру континентального звена**

В XX в. влияние хозяйственной деятельности человека на ГГЦ стало заметным главным образом в его континентальном звене. Это связано с тем, что народонаселение Земли, выросшее за это столетие почти в 4 раза и достигшее 6,3 млрд человек, увеличило забор воды на хозяйственные нужды в 6,5 раза. Большая часть этой воды испаряется в процессе ее использования, а сравнительно малая — включается в состав продуктов производства. Оба вида расхода воды называют *безвозвратным водопотреблением*. Остальная вода, изъятая из *водоисточников* (из поверхностных водных объектов и подземных водоносных слоев), возвращается в эти же или соседние водные объекты после использования в виде *сточных вод*. Они отличаются измененным составом взвешенных и растворенных веществ, зависящим от степени загрязнения природной воды бытовыми и производственными отходами. На рис. 1.4 видно, что безвозвратное водопотребление в XX в. увеличилось в 5,5 раза, а сброс сточных вод в водоисточники — в 9 раз.

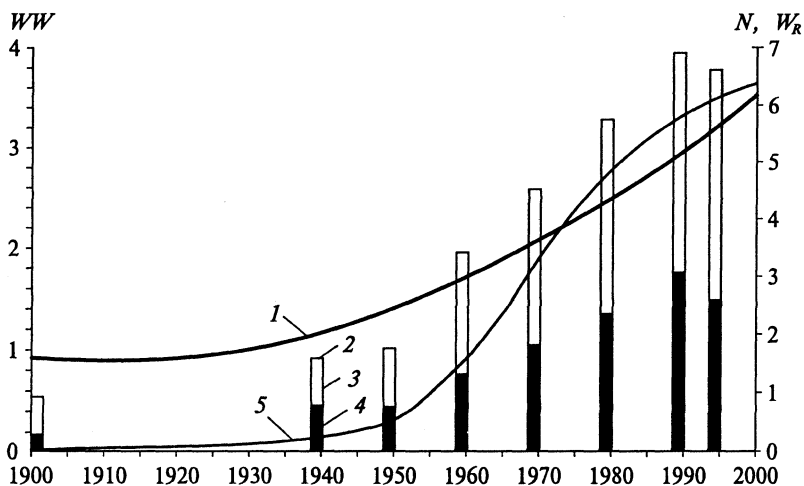


Рис. 1.4. Рост народонаселения  $N$ , млрд чел. (1), водозабора  $WW$ , тыс. км<sup>3</sup>/год (2), безвозвратного водопотребления (3), сброса сточных вод (4) и суммарного объема водохранилищ  $W_R$ , тыс. км<sup>3</sup> (5)

В структуре безвозвратного водопотребления, составившего в мире, по оценке И.А. Шикломанова (1997), в 1995 г. 2,3 тыс. км<sup>3</sup>/год (61 % всего водозабора), главенствующую роль играет использование воды в сельском хозяйстве (в основном на орошение) — от 98 % в начале века до 93 % в его конце. Потери воды за столетие в промышленности возросли с 1 до 4 %, а в коммунальном хозяйстве и быту — с 1 до 3 %.

При избыточном орошении сельскохозяйственных культур образуются сточные воды (иногда до 30 % объема воды, забираемого на орошение). Это — *ирригационные дренажные воды*, в которых обычно растворены техногенные химические вещества, используемые в качестве удобрений и пестицидов (химические соединения, предназначенные для защиты выращиваемых растений от вредителей, сорняков и болезней). Первые из этих загрязняющих веществ, попадая с дренажными водами в речные или озерные водные массы, наряду с коммунальными и бытовыми сточными водами, способствуют их эвтрофированию, а вторые, наоборот, вызывают гибель водной флоры и фауны. Токсическими свойствами обладают и сточные воды многих промышленных производств. Таким образом, все сточные воды ухудшают в той или иной степени природное качество воды. Для его восстановления в загрязненных участках водных объектов требуется в среднем 10-кратное разбавление чистой водой сточных вод, даже подвергшихся очистке на современных очистных сооружениях.

Приведенная выше водохозяйственная оценка безвозвратного водопотребления свидетельствует, что испарение с суши к концу

XX в. вследствие современного водопользования возросло с 72 до 74 тыс. км<sup>3</sup>/год (на 3 %). В континентальном звене ГГЦ оно увеличивает объем атмосферных осадков не менее чем на 1,7 тыс. км<sup>3</sup>/год. При среднем значении коэффициента стока с суши 0,40 эти дополнительные осадки на 0,7 тыс. км<sup>3</sup>/год (на 1,5 %) увеличивают речной сток, т.е. динамические водные ресурсы суши.

Эта антропогенная интенсификация влагооборота над сушей, увеличивая сток и способствуя тем самым разбавлению загрязненных вод, все же намного менее значима в их самоочищении по сравнению с регулированием речного стока водохранилищами, которые существенно замедлили водообмен в речной сети.

В результате водохозяйственного строительства, обеспечившего рост водопотребления и выработку гидроэлектроэнергии (необходимой для бесперебойного коммунального, промышленного и сельскохозяйственного водоснабжения и других нужд), в XX в. сооружено более 60 тыс. водохранилищ, из которых 2,8 тыс. — водоемы крупного и среднего размера объемом каждое более 0,1 км<sup>3</sup>. Суммарный объем этих больших водохранилищ ( $W_R$ ) составляет более 95 % объема всех имеющихся в мире водохранилищ и прудов. Он равен около 6,4 тыс. км<sup>3</sup> (в 460 раз превышает объем имевшихся в начале XX в. 40 водохранилищ среднего размера) (А. Б. Авакян, В. Б. Яковлева, 1999). Более 50 % этих ежегодно возобновляемых и самых экологически чистых дополнительных водных и энергетических ресурсов создано в 7 государствах — Канаде (14 %  $W_R$ ), России (13 %  $W_R$ ), США (11 %  $W_R$ ), Бразилии (7 %  $W_R$ ), Китае (5 %  $W_R$ ), Индии (4 %  $W_R$ ) и Мексике (2 %  $W_R$ ).

По мнению Н. Ф. Глазовского (1992), о степени современного экономического развития различных стран можно судить по величине показателя водоёмкости производства валового национального продукта (ВНП) в виде отношения годовых величин объема водопотребления к стоимости ВНП, в м<sup>3</sup>/\$. По статистическим данным за 1991 г., среди перечисленных стран наименьшие значения этого показателя (0,11—0,12) — в США, Канаде и Бразилии, наибольшие — в Индии (2,86) и Китае (1,90), а средние значения — в Мексике (0,53) и СССР (0,69). Это указывает на еще недостаточно экономное расходование водных ресурсов в России.

В результате сооружения водохранилищ объем русловой сети суши возрос в 4 раза, составляя теперь более 8,5 тыс. км<sup>3</sup>. Поэтому среднее время возобновления речных вод увеличилось с 16 сут до 2 мес. В отдельных речных системах замедление водообмена существенно больше. Например, в Волге, сток которой регулируется Волжско-Камским каскадом водохранилищ, средняя продолжительность смены воды возросла с 20 сут до 7 мес. Увеличение площади водной поверхности гидрографической сети суши на 400 тыс. км<sup>2</sup> за счет водохранилищ привело к повышению испаре-

ния приблизительно на 0,1 тыс. км<sup>3</sup>/год, т.е. менее чем на 5 % безвозвратного водопотребления.

Рост народонаселения и водохозяйственная интенсификация континентального звена ГГЦ оказывают разное воздействие на трансформацию химических веществ, участвующих в глобальном обмене. Это видно на примере сопоставления антропогенного изменения стока абиогенного хлористого натрия и биогенного элемента — фосфора.

NaCl — вещество, которое не потребляется наземными и водными растениями. Его оборот в океаническом звене ГГЦ втрое интенсивнее, чем в обмене между Мировым океаном и сушией (см. рис. 1.2), из-за высокой его концентрации в океанической воде (30 г/кг при солености 35 ‰). Вследствие хорошей растворимости NaCl поступающая с океанов на сушу его масса, равная 410 млн т/год, включается в состав стока и определяет природную составляющую концентрации этой соли в речных и озерных водных массах. Интенсификация поступления фронтальных осадков океанического происхождения на Русскую равнину в последнюю треть XX в. привела к повышению суммарной концентрации ионов Na и Cl с 6,8 до 8,5 мг/л (на 25 %), но их доля (6 % экв.) в солевом составе, например, речной воды, питающей Можайское водохранилище на Москве-реке, не изменилась в ставшей на 23 % более минерализованной воде.

Антропогенная составляющая стока NaCl может быть приблизительно оценена в 11 млн т/год по средней норме потребления человеком поваренной соли, равной 5 г/сут, умноженной на численность современного населения. Даже если удвоить это количество соли, чтобы учесть ее использование в других хозяйственных целях, то ее сток в Мировой океан превысит поступление с него на сушу всего на 5—6 %. С учетом вероятных погрешностей в оценке величины составляющих ГГЦ можно считать глобальный цикл абиогенного хлористого натрия практически замкнутым.

Совершенно иная структура глобального обмена *общего фосфора*, включающего минеральный фосфор, растворенный в воде преимущественно в форме ортофосфатов (P-PO<sub>4</sub>), и органический фосфор в составе растворенных в воде органических соединений и клеточного вещества всех водных и наземных организмов. Общий фосфор — наиболее типичный представитель большой группы биогенных микроэлементов, содержащихся в природных водах и органических веществах в очень малой концентрации (микрограммы в 1 л воды или в 1 кг), но тем не менее крайне важных для жизнедеятельности любого организма. И в водных, и в наземных экосистемах непрерывно совершается биохимическое превращение организмами минеральных соединений биогенных микроэлементов среды (воды, почвы) в органические (бактериальные, растительные и животные клетки организмов, а затем во многие



органические вещества продуктов их жизнедеятельности), и в конечном счете в минеральные соединения в результате процессов деструкции органических веществ.

Из-за низкой средней концентрации фосфора в водах Мирового океана (70 мкг/л) его поток на сушу с атмосферными осадками океанического происхождения мал и оценивается в 0,02 млн т Р/год. В 17 раз больше масса фосфора, поступающая на сушу в результате промысла рыбы и морепродуктов, около 75 % которой становится частью продуктового потока, оцениваемого в 4,8 млн т Р/год. В результате усвоения фосфора, содержащегося в пище, в организме человека происходит его аккумуляция, в связи с чем запас фосфора с учетом современной численности населения Земли составляет порядка 2,8 млн т.

Из анализа формирования антропогенных потоков фосфора следует, что к 80-м годам XX в. наряду с ростом народонаселения мира (см. рис. 1.4) существенно изменилась его структура: доля жителей средних и крупных городов, в которых действуют водопроводные и канализационные системы, с начала века возросла с 4 до 51 %. Это повлекло за собой формирование мощного продуктового потока сельскохозяйственной продукции (а в ее составе и фосфора) в города, где она после потребления населением трансформируется на очистных сооружениях канализационных систем (КС) из органического вещества в минеральное и сбрасывается с них преимущественно в водные объекты суши (1,39 млн т Р/год) и прибрежную зону морей (0,49 млн т Р/год). Эти оба потока антропогенного фосфора увеличиваются за счет сброса в КС пищевых отходов, использованных синтетических моющих средств (СМС) и промышленных отходов, содержащих техногенный фосфор: до 2,56 в гидросеть суши и 0,89 млн т Р/год непосредственно в океан. Такой же поток фосфора (3,47 млн т Р/год) возвращается сельским населением в почвенный покров при локальной утилизации бытовых сточных вод, а с учетом навоза скота он составляет примерно 13 млн т Р/год. В то же время с урожаем и подножным кормом скота почвы теряют около 22 млн т Р/год.

Для возмещения ежегодных потерь фосфора с сельскохозяйственных угодий осуществляется добыча и переработка фосфатных руд в удобрения, поток на поля минерального фосфора в которых достигает 17 млн т Р/год (табл. 1.1).

Естественный сток фосфора в доаграрную эпоху оценивается в 1 млн т Р/год. Вследствие антропогенного нарушения природного биохимического круговорота фосфора в ландшафтах, трансформированных хозяйственной деятельностью, концентрация фосфора в речных водных массах возросла в среднем в 4 раза из-за их загрязнения городскими, сельскими и промышленными сточными водами. Таким образом, поток общего фосфора в речном стоке с суши в океан состоит только на 24 % из фосфора, смываемого

Таблица 1.1

**Трансформация в XX в. антропогенных потоков общего фосфора,  
млн т/год**

Поток и его составляющие	Начало века	40-е годы	80-е годы	Конец века
Продуктовый	1,0	1,6	4,8	5,8
В том числе пищевой (при рационе Р, г/сут)	0,8(1,4)	1,3(1,5)	3,89(2,0)	4,6(2,0)
В минеральных удобрениях	<1,0	2,7	17,0	17,0
<i>Возвратный поток из сельской местности и малых городов</i>				
В бытовых сточных водах	1,0	1,4	3,47	3,3
В том числе:				
в пищевых отбросах и фекалиях	1,0	1,4	2,95	2,8
в СМС	—	—	0,52	0,5
В твердых отходах	2,0	2,7	4,3	4,2
В смываемых стоках и удоб- рениях	—	<0,1	0,29	0,3
<i>Возвратный поток из городских канализационных систем</i>				
В коммунальных сточных водах	<0,1	0,4	3,46	5,3
В том числе:				
в пищевых сбросах и фекалиях	<0,1	0,2	1,88	3,0
в СМС	—	—	0,33	0,3
В промышленных отходах	<0,1	0,2	1,25	2,0
В твердых отходах	<0,1	0,4	2,4	3,8
В сточных водах производ- ства минеральных удобре- ний	—	0,01	0,04	0,04
<i>Суммарный возвратный поток фосфора</i>				
В окружающую среду	<0,2	<5,0	14,0	16,9
В том числе, %:				
в водные экосистемы	2	7	12	16
в наземные экосистемы	98	93	88	84

водой с естественных ландшафтов. Остальная его масса представляет собой фосфорную антропогенную нагрузку на водные экосистемы, 80 % которой дают городские сточные воды, а 20 % фосфорной нагрузки формируются склоновым генетическим типом воды. Им смываются не усвоенные растениями минеральные удобрения (около 0,3 млн т Р/год), он загрязняется животноводческими сточными водами и сточными водами фосфатного производства. Из этих расчетов следует, что главной причиной прогрессирующего с начала XX в. *эвтрофирования* озер, а позже и рек в урбанизированных регионах, и даже прибрежных районов некоторых морей служат сточные воды городских канализационных систем.

Расчетами показано (К. К. Эдельштейн, Ю. С. Даценко, 1998), что более 0,6 млн т Р/год аккумулируется в водоемах суши вследствие самоочищения их основных водных масс. Причем этот процесс значительно эффективней в долинных водохранилищах (удерживающих до 70 % фосфорной нагрузки) по сравнению с озерами. Аккумуляция фосфора водоемами суши на 10 % снижает фосфорную нагрузку дельты и прибрежной зоны Мирового океана, превышающую сейчас 5 млн т Р/год. В этой величине учтены сток речных водных масс (средняя концентрация более 100 мкг Р/л), сточные воды прибрежных городов и подземный сток (0,1 млн т Р/год при средней концентрации минерального фосфора в подземных водах около 60 мкг Р/л).

В отличие от абиогенного NaCl, сток биогенного фосфора почти в 300 раз превышает его поступление на сушу с акватории Мирового океана в значительной степени из-за нарушения его природного цикла в речных водосборах и сброса сточных вод в гидрографическую сеть. Это ведет к быстрому *эвтрофированию* водных объектов и истощению минеральных ресурсов фосфора на суше.

Таким образом, из анализа воздействий общества на ГГЦ следует, что:

- антропогенное испарение, называемое в водном хозяйстве *безвозвратным водопотреблением*, с позиций структурной гидрологии — это в основном продуктивная (обеспечивающая урожай) и социально значимая (обеспечивающая санитарно-гигиеническое благополучие населения) часть общего водопотребления. При этом антропогенное испарение способствует частичному восстановлению расходуемых динамических водных ресурсов в континентальном звене ГГЦ. Чем больше в водопотреблении доля потерь воды на ее испарение, тем меньше доля сточных загрязненных вод, нуждающихся в очистке и последующем разбавлении чистыми водными массами для сохранения экологического благополучия в эксплуатируемых водных экосистемах;
- водохранилища, ставшие к концу XX в. главным регулятором процесса стока в континентальном звене ГГЦ, — это не только

источник экологически чистой электроэнергии и дополнительной пищи (свежая рыба), но и эффективное средство восстановления природного качества загрязненных речных вод.

Противоположные экологические последствия имеет гидротехническое воздействие на сток путем вовлечения в континентальное звено ГЦ вековых запасов воды из озер — *стационарных озерных ресурсов*. Экстенсивная эксплуатация этих ресурсов ведет к невозможности восстановления современными природными процессами падения в озере уровня воды, к изменению термического и химического режимов, сопровождающихся деградацией экологического состояния водной экосистемы. Примером такого недопустимого нарушения природного соотношения между динамическими и стационарными водными ресурсами континентального водоема служит резкое ухудшение качества воды и ихтиофауны в озере Севан, уровень в котором понижен на 18 м для решения водохозяйственных проблем Армении в середине XX в.

#### 1.4. Трансформация солнечной энергии в глобальном гидрологическом цикле

Источником энергии, возбуждающим перемещение водных масс в ГЦ, служит солнечная радиация, средняя интенсивность которой на верхней границе атмосферы (ВГА) составляет  $(1367 \pm 4)$  Вт на  $1 \text{ м}^2$  плоскости, перпендикулярной солнечным лучам [12], и называется «солнечной постоянной». Ее значение варьирует в пределах  $\pm 3,5\%$  вследствие изменения расстояния между Солнцем и Землей — в январе, когда Земля находится в перигелии, оно минимально, и интенсивность солнечного света на  $96 \text{ Вт/м}^2$  больше, чем в июле, когда Земля в афелии.

Спектральный состав солнечной радиации на ВГА состоит из:

- коротковолнового излучения, включающего [12] ультрафиолетовое в диапазоне длин волн  $\lambda < 0,39 \text{ мкм}$  ( $1 \text{ микрометр} = 10^{-6} \text{ м}$ ), составляющее  $1\%$  всего энергетического потока, и видимую солнечную радиацию в диапазоне  $\lambda = 0,39—0,76 \text{ мкм}$  ( $54\%$ );
- длинноволнового инфракрасного излучения в участке спектра с  $\lambda > 0,76 \text{ мкм}$  (остальные  $45\%$  потока солнечной энергии).

Экологически очень важное оптическое свойство воды состоит в том, что ее пар не поглощает *фотосинтетически активную радиацию* (ФАР) Солнца. Ее энергия в диапазоне  $\lambda = 0,38—0,71 \text{ мкм}$  составляет  $50\%$  всего потока солнечной радиации и усваивается хлорофиллом растений, следовательно, служит энергетическим источником круговорота веществ и энергии в биосфере. В то же время водяной пар в атмосфере поглощает ультрафиолетовое излучение с длиной волн  $\lambda < 0,30 \text{ мкм}$ , вредное для живых организмов, и часть длинноволнового участка спектра с  $\lambda > 2 \text{ мкм}$ .



янной радиацией облачных систем поглощается ею (25 %  $I_{\text{СР}}$ ), а 1 %  $I_{\text{СР}}$  отражается от нее. Потоки отраженной прямой (19 + 2) %  $I_{\text{СР}}$  и рассеянной (6 + 1) %  $I_{\text{СР}}$  радиации образуют возвратный в космос поток коротковолновой лучистой энергии, определяющий величину альbedo (28 %  $I_{\text{СР}}$ ) нашей планеты (см. рис. 1.5).

Поглощенная суммарная коротковолновая радиация (22 + 25) %  $I_{\text{СР}}$  нагревает земную поверхность, температура которой определяет интенсивность длинноволнового  $I_{\text{дв}}$  (теплового) излучения, свойственного любому телу, нагретому выше 0 °К (шкалы Кельвина). Значение  $I_{\text{дв}}$  быстро возрастает при увеличении температуры  $T_0$  излучающей поверхности, так как  $I_{\text{дв}}$  пропорциональна  $T_0^4$ . Среднегодовая интенсивность потока длинноволновой радиации больше, чем солнечной, и составляет 114 %  $I_{\text{СР}}$  (см. рис. 1.5).

Поглощенные в атмосфере коротковолновое и длинноволновое излучения определяют ее температуру и, следовательно, интенсивность излучаемой ею длинноволновой радиации, часть которой возвращается на земную поверхность. Это — встречное излучение атмосферы, средняя интенсивность которого равна 96 %  $I_{\text{СР}}$ . Разница интенсивности двух противоположно направленных потоков длинноволновой радиации называется *эффективным излучением* земной поверхности  $I_{\text{эф}}$ , составляющим 18 %  $I_{\text{СР}}$ . Разность интенсивностей поглощенной земной поверхностью прямой  $I_{\text{п}}$  плюс рассеянной  $I_{\text{р}}$  солнечной радиации и эффективного излучения называют *радиационным балансом* ( $I_{\text{R}}$ ). Этот общепринятый термин неудачен, так как значение

$$I_{\text{R}} = I_{\text{п}} + I_{\text{р}} - I_{\text{эф}} = 29 \% I_{\text{СР}},$$

приблизительно равное 100 Вт/м<sup>2</sup>, представляет собой дисбаланс потоков лучистой энергии и характеризует среднюю годовую интенсивность поглощения радиации земной поверхностью.

Впервые на *оранжерейный эффект* атмосферы обратил внимание в начале XIX в. французский физик и математик Ж. Фурье. Свойство оранжереи накапливать солнечную теплоту объясняется тем, что ее крыша прозрачна для коротковолновой солнечной радиации, в то время как теплопроводность крыши мала. Поэтому внутренняя поверхность крыши нагревается в результате поглощения длинноволновой радиации, испускаемой средой оранжереи. Нагревающаяся снизу крыша, в свою очередь, служит источником длинноволновой радиации, большая часть которой направлена внутрь оранжереи, что и способствует еще большему повышению в ней температуры почвы и влажного воздуха. Роль такой крыши на Земле играет атмосфера, встречное излучение которой тем больше, чем более насыщены воздушные массы водой (во всех ее трех состояниях). Нередко оранжерейный эффект называют «парниковым», что не совсем верно, так как в парнике (как и

в теплице) кроме оранжерейной крыши имеется еще и дополнительный внутренний источник тепла, выделяющегося при гниении навоза и других видов биотоплива, или разнообразные обогревательные установки.

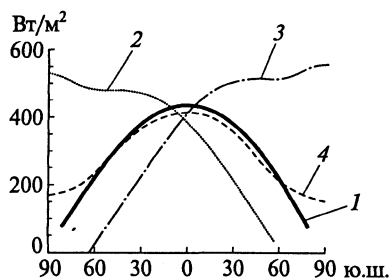
Земной оранжерейный эффект характеризуется тем, что поглощаемая Мировым океаном и сушей солнечная радиация в 2,6 раза превышает потери теплоты, характеризующиеся эффективным излучением. Если бы не это явление, то средняя температура земной поверхности была бы  $-23^{\circ}\text{C}$  вместо наблюдающегося в настоящее время ее среднего значения, равного приблизительно  $+15^{\circ}\text{C}$ . Значит, не только радиационные условия (регулируемые в мезосфере фотогидролизом молекул воды), но и *термические условия существования более 98 % массы воды на Земле в жидком виде и всей биоты обеспечиваются водяным паром, создающим оранжерейный эффект в атмосфере.*

Нагреваемая солнечной энергией земная поверхность интенсивно расходует теплоту на излучение и испарение воды (24 %  $I_{\text{CP}}$ ), а также в процессе контактного турбулентного теплообмена с приповерхностным слоем воздуха (5 %  $I_{\text{CP}}$ ) (см. рис. 1.5). Теплота фазового перехода воды в пар переносится с ним во все более высокие и холодные слои тропосферы, где эта скрытая тепловая энергия выделяется при конденсации пара, нагревая воздух и обеспечивая тем самым его конвективное перемещение в еще более высоко находящиеся слои атмосферы. Поэтому водяной пар нередко называют «топливом атмосферы». Особенно ярко эта роль конденсации водяного пара проявляется в тропической и экваториальной зонах океанов, которая служит энергетическим источником не только пассатов, но и формирующихся там наиболее мощных тропических тайфунов.

Нагрев атмосферы происходит также поглощаемой в тропосфере коротковолновой и длинноволновой радиацией преимущественно водяным паром и облаками, а в стратосфере — озоном. Это повышает температуру воздуха и интенсивность его длинноволнового излучения до 67 %  $I_{\text{CP}}$ , в том числе за счет поглощения лучей облаками (18 % = 5 %  $I_{\text{CP}}$  + 13 %), поглощения 17 %  $I_{\text{CP}}$  воздухом тропосферы и 3 %  $I_{\text{CP}}$  озоном стратосферы. Излучение атмосферы совместно с небольшой долей излучения земной поверхности (5 %  $I_{\text{CP}}$ ), не перехватываемого облачным покровом, формирует длинноволновое излучение Земли в космос. Таким образом, равенством потоков приходящей солнечной радиации и совокупного потока отраженной и рассеянной преимущественно коротковолновой и испускаемой длинноволновой радиации замыкается на ВГА баланс энергетического обмена нашей планеты с космосом, поэтому радиационный баланс Земли равен нулю.

Интенсивность внутримассовых процессов в Мировом океане определяется не столько абсолютной величиной поглощаемой

Рис. 1.6. Широтное изменение среднесуточной интенсивности солнечной радиации на верхней границе атмосферы (М. И. Будыко, 1984), в дни равноденствия (1) и летнего солнцестояния в северном (2) и южном (3) полушариях и осредненной за год ее величины (4)



солнечной радиации, сколько ее упорядоченной неравномерностью поглощения на земной поверхности. Это утверждение океанологов (В. Л. Лебедев, Г. А. Айзатуллин, К. М. Хайлов, 1974) справедливо и для энергоснабжения воздушных масс в атмосфере, функционирования континентального звена ГГЦ, а также трансформации водных масс в процессе их стока с суши. Упорядоченная неравномерность потока солнечной энергии связана, с одной стороны, с шарообразной формой Земли и, с другой стороны, с ее суточным вращением вокруг оси, наклонной под углом  $23^{\circ}27'$  к плоскости эклиптики. Внутригодовая упорядоченная неравномерность интенсивности солнечной энергии отчетливо выражена и наиболее стабильна лишь на поверхности ВГА (рис. 1.6).

Наименее изменчива в течение года среднесуточная интенсивность солнечной радиации над экватором — от  $400 \text{ Вт/м}^2$  в дни летнего (21 — 22 июня) или зимнего (21 — 22 декабря) солнцестояния до  $435 \text{ Вт/м}^2$  в дни весеннего (20 — 21 марта) или осеннего (23 сентября) равноденствия, когда продолжительность дня и ночи одинакова. В эти дни убывание среднесуточной интенсивности солнечной радиации к полюсам подобно параболе с вершиной над экватором. В полушарии, где наступает зима и сокращается продолжительность дня, среднесуточная интенсивность солнечной радиации постепенно снижается и достигает минимума в день зимнего солнцестояния. Как видно на рис. 1.6, во внетропических широтах это снижение радиации достигает  $150\text{—}200 \text{ Вт/м}^2$ . А в полушарии, где наступает лето, наоборот, интенсивность радиации увеличивается и достигает максимума над полюсами ( $530 \text{ Вт/м}^2$  над Северным и  $560 \text{ Вт/м}^2$  над Южным, когда Земля в перигелии). Таким образом, *средняя интенсивность солнечной радиации над полюсами в дни летнего солнцестояния на 36 % больше, чем над экватором.*

Осредненные за год среднесуточные значения интенсивности солнечной радиации на различных широтах имеют синусоидальную форму кривой с минимумом над полюсами ( $\approx 175 \text{ Вт/м}^2$ ) и максимумом над экватором ( $\approx 420 \text{ Вт/м}^2$ ).

Эта астрономически обусловленная пространственно упорядоченная внутригодовая неравномерность интенсивности входящей



в атмосферу солнечной радиации с приближением к земной поверхности искажается в большей или меньшей степени процессами ее поглощения и рассеяния, главным образом в зависимости от изменяющегося от суток к суткам распределения в воздухе  $H_2O$ . А оно, в свою очередь, зависит от теплообмена с воздушной земной поверхностью, акватории и территории которой обладают существенно разными теплофизическими свойствами.

Физические особенности воды стабилизируют в значительной мере процессы теплообмена между земной поверхностью и атмосферой, обеспечивая несколько механизмов стабилизации этого обмена:

1. **Увеличение теплопотерь с испаряющей поверхностью при нагревании замедляет повышение ее температуры  $T_0$ .** Это обеспечивается, во-первых, эффективным излучением воды, характеризующимся параболической зависимостью  $I_{эф} = f(T_0^4)$ . Во-вторых, почти линейной зависимостью от величины  $T_0$  роста интенсивности испарения и потерь теплоты вследствие турбулентного теплообмена с приводным слоем воздуха (когда его температура ниже значения  $T_0$ ). Увеличение интенсивности испарения обусловлено, с одной стороны, тем, что повышение  $T_0$  — это свидетельство увеличения скорости, энергии молекул. Поэтому с ростом температуры все большее их количество покидает поверхностный микрослой, преодолевая силу поверхностного натяжения, и уносится в виде пара в атмосферу. Потеря испарившихся молекул  $H_2O$ , обладающих максимальной энергией, ведет к понижению средней скорости оставшихся в микрослое молекул, следовательно, к понижению его температуры. С другой стороны, с повышением  $T_0$  уменьшается и сила поверхностного натяжения в микрослое, что способствует испарению. Кроме того, в приповерхностном слое воздуха вследствие турбулентного теплообмена с водой возрастает температура и, следовательно, увеличивается способность воздуха к поглощению образующегося водяного пара. Благодаря этим процессам пресная вода на земной поверхности, аккумулируя солнечную радиацию, может нагреться только до температуры, равной  $32—34\text{ }^\circ\text{C}$ , при которой даже в климатических условиях внутритропических широт теплопотери становятся равными радиационному балансу водной поверхности. Это предохраняет от перегрева организмы водной и наземной флоры и фауны. Столь высокая температура неблагоприятна для большинства водных организмов, но она не приводит к их гибели.

2. **Резкое сокращение испарения и теплопотерь с замерзшей частью земной поверхности по мере увеличения толщины слоя льда.** У нижней поверхности охлаждающегося зимой сверху и нарастающего снизу ледяного покрова водных объектов и льда в порах промерзающих почвы и грунта температура воды не понижается

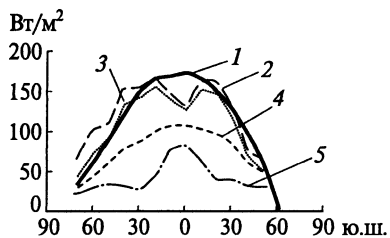
ниже значения ее замерзания ( $0^{\circ}\text{C}$  для пресной воды и около  $-2^{\circ}\text{C}$  для морской). Поскольку теплопроводность кристаллического льда в 235 раз меньше молекулярной теплопроводности воды, рост толщины льда сильно уменьшает отдачу воды и теплоты с земной поверхности в атмосферу. Даже в наиболее суровых климатических условиях Антарктиды, благодаря увеличению зимой толщины льда на озерах до 4—5 и даже 7 м, значение теплотерь их водных экосистем снижается до нуля, что и обеспечивает жизнеспособность озерной биоты.

Широтное распределение площадей акваторий и территорий на поверхности Земли весьма неравномерно. В южном полушарии суша составляет менее 20 % его поверхности, а в северном — около 40 %, причем наибольшая поверхность суши находится в его умеренных широтах, особенно между  $40^{\circ}$  и  $50^{\circ}$  с.ш. Сочетание этой особенности строения земной поверхности с астрономически обусловленной неравномерностью прихода солнечной радиации и различиями ее трансформации в воздушных массах океанического и континентального звеньев ГЦ определяют зональные особенности структуры энергетического баланса Мирового океана и суши (рис. 1.7).

Средняя годовая интенсивность поглощения теплоты из атмосферы, характеризуемая величинами радиационного баланса в океанах и на суше ( $I_{\text{Рок}}$  и  $I_{\text{Rc}}$  на рис. 1.7), максимальна во внутритропических широтах и уменьшается к полярным широтам примерно в 5 раз. При этом ее аккумуляция океанами примерно в 1,5 раза интенсивнее, чем на суше. Столь заметно большая аккумуляция солнечной энергии в Мировом океане объясняется:

- большой прозрачностью морской воды и поэтому поглощением солнечной энергии всем фотическим слоем, достигающим в океанах толщины 100—200 м, величина альбеда их поверхности существенно меньше по сравнению с сушей, особенно с той ее частью, на которой зимой образуется снежный покров;

Рис. 1.7. Широтное изменение среднегодовой интенсивности аккумуляции теплоты океанами  $I_{\text{Рок}}$  (1) и сушей  $I_{\text{Rc}}$  (4), суммарных потерь теплоты океанами  $I_{\text{Лок}}$  (2) и их потерь на испарение  $\text{LE}_{\text{ок}}$  (3), потерь на испарение с суши  $\text{LE}_{\text{с}}$  (5), на турбулентный обмен с атмосферой океана  $\text{TO}_{\text{ок}} = I_{\text{Лок}} - \text{LE}_{\text{ок}}$  (часть ординат между линиями 2 и 3) и суши  $\text{TO}_{\text{с}} = I_{\text{Rc}} - \text{LE}_{\text{с}}$  (часть ординат между линиями 4 и 5), а также адвективное перераспределение теплоты океаническими течениями  $A_{\text{от}} = I_{\text{Рок}} - I_{\text{Лок}}$  (часть ординат между линиями 1 и 2) из низких в высокие широты Мирового океана (М. И. Будыко, 1984)



- конвективным и ветровым перемешиванием поверхностного слоя, вследствие чего температура поверхности океанов в летне-осенний период наибольших теплотерь ниже, чем суши.

Структура и пространственное распределение теплотерь на суше и в океанах совершенно различны. Суммарные теплотери с суши на всех широтах равны количеству аккумулированной солнечной энергии, поэтому их широтное распределение показано на рис. 1.7 той же кривой (линия 4), что и радиационного баланса суши  $I_{Rc}$ . При этом четко выраженный максимум теплотерь в экваториальных широтах на 80 % состоит из энергетических затрат на испарение, тогда как в тропических широтах они снижаются до 30—40 %, и доминирующую роль в охлаждении пустынных пространств суши здесь играет их турбулентный теплообмен с приземным слоем атмосферы.

В Мировом океане в экваториальных и субэкваториальных широтах, а также в субполярных широтах южного полушария теплотери меньше радиационного баланса  $I_{Rок}$ , а в остальных широтах превышают количество поглощаемой солнечной радиации. В океанах потери теплоты на испарение составляют 80—90 % их суммарного значения за исключением лишь умеренных и высоких широт северного полушария, где они снижаются до 65—70 % вследствие увеличения теплотерь за счет турбулентного теплообмена с атмосферой. Зональный энергетический дисбаланс в Мировом океане компенсируется теплыми течениями из низких широт в высокие. Особенно велика тепловая адвекция мощными Гольфстримом и Куроисио в «менее океаническом» северном полушарии. По оценке норвежского океанографа Х. У. Свердруп, вклад водных масс преимущественно этих двух течений в меридиональный отток теплоты из экваториальных широт в умеренные через параллель 30° с.ш. составляет 29 %, а воздушных масс в верхних слоях тропосферы — 71 %.

Учитывая рассмотренные особенности теплообмена атмосферы с неоднородной земной поверхностью, трансформацию получаемой Землей солнечной энергии в ГГЦ можно представить в виде цепочки ее преобразования из одного вида в другой в атмосферном и континентальных этапах этого цикла.

Поток солнечной лучистой энергии  $I_{CP}$ , частично поглощаемый земной поверхностью, преобразуется в ее деятельном слое в тепловую энергию  $I_R$ , равную радиационному балансу. Она превращается в основном в скрытую энергию парообразования  $LE$ , которая преобразуется в кинетическую энергию конвективного подъема влажного воздуха и одновременно в потенциальную энергию атмосферы  $ЭП_a$ , формирующую горизонтальные градиенты атмосферного давления. Они возбуждают ветер, т. е. эта потенциальная энергия частично трансформируется в кинетическую энергию  $ЭК_a$ , осуществляющую адвекцию влагонасыщенных воздушных масс, их обмен между океаническим и континентальным зве-

нями. Сконденсировавшаяся над сушей влага превращается в потенциальные гидроэнергетические ресурсы суши  $\mathcal{E}П_c$ , которые переходят в кинетическую энергию стока  $\mathcal{E}К_c$ , расходуемую постепенно на эрозию и транспорт взвешенных и влекомых наносов, осаждающихся частично на поймах и в устьевых областях речных систем. На каждом из этих этапов происходит все большая *диссипация* (рассеяние) потока энергии, ее превращение в тепловую энергию, излучаемую Землей в космос.

Трансформация солнечной энергии в цепочке

$$I_{CP} \Rightarrow I_R \Rightarrow LE \Rightarrow \mathcal{E}П_a \Rightarrow \mathcal{E}К_a \Rightarrow \mathcal{E}П_c \Rightarrow \mathcal{E}К_c \Rightarrow 0$$

крайне изменчива и неравномерна в пространстве. Наиболее интенсивна конвекция в атмосфере экваториальных широт, где максимальны затраты теплоты на испарение с акватории океанов и суши. Поэтому здесь наибольшая толщина тропосферы (16—18 км), в верхних слоях которой формируются меридиональные ветровые потоки. Вследствие силы Кориолиса они приобретают в субтропических и умеренных широтах направление переноса воздушных масс с запада на восток (явление, называемое *суперротация атмосферы*). Здесь верхняя граница тропосферы снижается до высоты 10—12 км, а максимальная скорость в струйных течениях достигает 190 м/с, или почти 700 км/ч. В образующемся в тропиках поясе высокого приземного давления атмосферы формируются пассаты. Средняя скорость ветра в атмосфере составляет 17 м/с, а мощность средней кинетической энергии ветров — около 4 Вт/м<sup>2</sup> (1,6 % поглощенной атмосферой и земной поверхностью солнечной радиации) (Э. К. Бютнер, 1986). Потенциальная гидравлическая мощность руслового стока на суше (без Антарктиды) оценивается в 1 млн МВт, что составляет 0,007 Вт/м<sup>2</sup> (менее 0,2 % мощности ветров).

Завершая характеристику трансформации солнечной энергии в глобальном гидрологическом цикле, важно отметить, что вода во всех трех ее состояниях не только связующая основа всемирного круговорота веществ, но и *главный носитель энергии*, за счет поэтапного преобразования которой из одного вида в другой, ее диссипации, и осуществляется круговорот этих веществ в ГГЦ.

## 1.5. Возможные причины колебаний интенсивности глобального гидрологического цикла

До сих пор рассматривались осредненные за многолетний период характеристики интенсивности процессов, образующих ГГЦ, что позволило представить главные, наиболее крупномасштабные закономерности круговорота водных масс и содержащихся в них веществ и энергии на Земле. Но эти значения получены путем

многократного пространственно-временного осреднения скоростей и мощности этих процессов, колебания которых имеют преимущественно квазициклический характер. Он изначально обусловлен внутрисуточными и сезонными колебаниями притока солнечной энергии на различные широты суши и океанической акватории. Но частота и амплитуда этих колебаний непрерывно деформируются вследствие разнообразия местных географических условий взаимодействия океанического и континентального звеньев ГГЦ и целого ряда других, пока менее очевидных космогенных и, возможно, антропогенных причин.

Впервые на внутривековую изменчивость осредненных за год величин метеорологических характеристик обратил внимание в конце XIX в. немецкий географ и климатолог Э. Брикнер (*Bruckner*), опубликовавший ряд работ о 35-летнем периоде колебаний климата, названном *брикнеровым циклом* внутривековых колебаний увлажненности континента. Затем были выявлены вековые и многовековые циклические колебания климата, стока рек и уровня озер. Эти колебания состоят в чередовании прохладных и многоводных сравнительно коротких и быстро развивающихся фаз трансгрессии водных масс при подъеме уровня воды в озерах, сопровождающемся увеличением их акватории, и более теплых и засушливых маловодных регрессивных фаз.

На фоне колебаний брикнерова цикла статистическим методом скользящего осреднения многолетних рядов среднегодовых значений стока отдельных рек, уровня многих озер и других гидроклиматических характеристик получены более короткопериодные циклы внутривековых колебаний увлажненности, сходные с 11-летним и 5—6-летним циклами солнечной активности, характеризующейся *числами Вольфа* (А. В. Шнитников, 1969). Обнаруживаются и многолетние изменения в положении стрелы Курсио, периодически смещающегося на  $5^\circ$  то к северу, то снова к югу. На эти долгопериодные колебания накладываются более короткопериодные 2—5-летние его смещения на  $1—2^\circ$ , аналогичные наиболее распространенным многолетним колебаниям величины годового стока рек.

Годовое значение числа Вольфа (этот показатель предложен швейцарским астрономом Р. Вольфом в 1848 г.) подсчитывается по числу пятен и их групп на Солнце, которые возникают в течение года в результате выбросов коронарной плазмы.

Современные исследования солнечной активности показывают, что колебания солнечной радиации в течение 11-летнего цикла слишком малы (в пределах 0,1 %) для значимого прямого влияния на изменчивость климатообразующих процессов. В то же время допускается возможность косвенного влияния на них генерируемых солнечной активностью вариаций интенсивности магнитного потока, потока элементарных частиц солнечного ветра и

других видов излучения нашей звезды. Одновременно выдвигается гипотеза о том, что цикличность солнечной активности есть следствие изменения силового взаимодействия с Солнцем движущихся по своим орбитам планет Юпитера и Сатурна, которое деформирует солнечную орбиту с почти 12- и 60-летними периодами [3].

Однако имеется и гипотеза о вероятности возникновения колебаний интенсивности энергообмена в ГГЦ, а следовательно, и водообмена между Мировым океаном и сушей при неизменности внешнего энергетического воздействия на географическую оболочку Земли. В конце 60-х годов XX в. была разработана математическая модель (В. Я. Сергин, С. Я. Сергин, 1978), в которой в общем виде описывается взаимодействие океана, суши и атмосферы в форме двух одновременно действующих цепочек причинно-следственных связей процессов трансформации энергии в ГГЦ.

Первая из них характеризует процессы, которые возникают в результате охлаждения земной поверхности: происходит рост площади ледяного покрова  $F_{\text{л}}$ , что увеличивает меридиональный градиент температуры  $\Delta T/\Delta x$ . Следовательно, должно происходить увеличение меридионального градиента атмосферного давления  $\Delta P/\Delta x$ , а значит, и увеличение скорости ветра  $U$ . Это, в свою очередь, усиливает испарение  $E$  с воды и с суши, что влечет за собой увеличение облачности и рост альбедо Земли  $A_3$ , а поэтому и уменьшение температуры земной поверхности  $T$ . Эта цепочка выглядит так:

$$\begin{aligned} \uparrow F_{\text{л}} &\Rightarrow \uparrow \Delta T/\Delta x \Rightarrow \uparrow \Delta P/\Delta x \Rightarrow \uparrow U \\ \uparrow \text{Охлаждение поверхности} &\downarrow \\ \uparrow \leftarrow \leftarrow \leftarrow \downarrow T &\leftarrow \leftarrow \leftarrow \uparrow A_3 \leftarrow \leftarrow \uparrow E \end{aligned}$$

Вторая цепочка обеспечивает прогрессивное накопление тепла земной поверхностью: рост ее температуры ведет к увеличению поглощения паров воды в атмосфере без их конденсации и образования облаков и осадков, а также к усилению *эвазии* (выделения в атмосферу)  $\text{CO}_2$  из водных масс Мирового океана. Это увеличивает оранжерейный эффект атмосферы, интенсифицирует ее встречное излучение, что повышает температуру земной поверхности и т. д.

Если в начальный момент допустить неравенство среднему многолетнему значению хотя бы одного компонента в одной из этих цепочек, модель воспроизводит незатухающие автомодельные колебания значений  $F_{\text{л}}$  и  $T$  с периодом около 75 тыс. лет с амплитудой  $T = \pm 3^\circ \text{C}$  и  $F_{\text{л}} = \pm 2 \cdot 10^{15}$  т льда, что примерно соответствует 2 тыс. км<sup>3</sup> морского льда, или  $\approx 1$  млн км<sup>2</sup>, т. е. вариации в пределах около  $\pm 4\%$  площади современного океанского ледяного покрова. Принятая в модели нелинейность зависимости  $F_{\text{л}} = f(\sin T)$  объясняется замедлением замерзания соленой морской воды в высоких

широтах с увеличением ее охлаждения вследствие зимнего все более глубокого конвективного перемешивания верхнего слоя океана. Если же пренебречь нелинейностью этой связи, то колебания в модели глобального энергообмена затухают.

Обратная связь между колебаниями обобщенного уровня Мирового океана и увлажненностью суши получена Р. К. Клиге (1985), использовавшего в качестве показателя увлажненности обобщенный уровень крупнейших бессточных озер мира в период 1881 — 1980 гг. Коэффициент корреляции ежегодных значений этих уровней  $r = -0,92$ . Связь наиболее статистически значима при сдвиге коррелируемых величин на 13 лет вследствие запаздывания реакции уровня Мирового океана на убыль континентальных водных ресурсов. По-видимому, их сокращение возможно лишь путем увеличения атмосферного стока. Эти изменения рассматривают как направленный тренд, ведущий к сокращению водных ресурсов суши [7]. Его ассоциируют с антропогенными изменениями климата и интенсификацией испарения в XX в. вследствие невосполняемого отбора подземных вод, дополнительного испарения с водохранилищ и развития орошения. Отсутствие отрицательного тренда в речном стоке объясняют компенсацией возрастающего испарения с суши усиливающимся таянием ледников.

Эту гипотезу опровергают исследования С. Г. Добровольского (1991), разработавшего стохастическую балансовую модель ГГЦ. Ее основу составляют три взаимосвязанных (вследствие замкнутости ГГЦ) уравнения водного баланса океана, суши и ледниковых щитов, преобразованные в сводное уравнение водного баланса океанического и континентального звеньев ГГЦ, составляющие которого измеряют в  $\text{км}^3/\text{год}$ :

$$\Delta M_{\text{М.о}} = A_{\text{л.щ}} - P_{\text{л.щ}} + Q_{\text{с}} - P_{\text{с}} + E_{\text{с}}, \quad (1.2)$$

где  $\Delta M_{\text{М.о}}$  — изменение массы воды в Мировом океане;  $A_{\text{л.щ}}$  и  $P_{\text{л.щ}}$  — айсберговый сток с ледниковых щитов и атмосферные осадки на них;  $Q_{\text{с}}$ ,  $P_{\text{с}}$  и  $E_{\text{с}}$  — водный сток рек, атмосферные осадки и испарение на остальной суше.

Исследование этой модели привело к следующим основным выводам:

- из всех составляющих уравнения (1.2) наиболее достоверна оценка речного стока в Мировой океан  $Q_{\text{с}}$ , которая выполнена по данным наблюдений длительностью не менее 40 лет в 344 створах. Они замыкают речные системы области внешнего стока, в которых отсутствует озерное регулирование руслового стока;

- авторегрессионный анализ этих рядов годового стока показал малую скоррелированность их смежных величин:  $r(1) = 0,18$ , а  $r(2) = 0,04$ . При этом даже эта малая связность не есть проявление связности двух других составляющих водного баланса водосборов —  $P_{\text{с}}$  и  $E_{\text{с}}$ . Она имеется благодаря регулирующей роли увлажненно-

сти речного бассейна, проявляющейся в 2,5 раза большей скоррелированности колебаний минимальных расходов смежных лет ( $r(1) = 0,45$ ), характеризующих питание реки почти исключительно водами грунтового генетического типа;

- для отдельных речных бассейнов скоррелированность смежных величин стока увеличивается в зависимости от роста расхода в реке и размера ее водосбора, но для регионов, площадь которых превышает крупнейшие речные бассейны, и материков скоррелированность суммарного стока мала, как и для осредненных величин  $P_c$  и  $E_c = P_c - Q_c$ . В то же время скоррелированность межгодовых колебаний величины средней глобальной температуры воздуха велика:  $r(1) = 0,8$  — из-за большого теплозапаса Мирового океана;

- тренд стока с суши, с отдельных материков, с океанических водосборов и в областях внутреннего стока не превышает средних ошибок оценки математического ожидания.

Перечисленные особенности статистики многолетних гидрометеорологических рядов, полученных за период инструментальных наблюдений показателей глобального тепловлагообмена, послужили основанием считать их аномалии (т.е. ежегодные отклонения от среднего значения соответствующего ряда) «белым шумом» — стационарной последовательностью некоррелированных по времени случайных величин. Это заключение относится и к ряду ледникового стока Гренландии. Таким образом, причиной нестационарного изменения обобщенного уровня Мирового океана, особенно заметные в 1930—1970 гг. [7], и массы воды в нем могут быть стационарные пульсации глобальных потоков влаги в результате алгебраического суммирования аномальных и равновероятных порций влаги, поступающих с суши (или испаряющихся с акватории Мирового океана). Роль накопителя (интегратора) белешумовых аномальных порций влаги играет Мировой океан.

Необходимым условием этого нестационарного процесса служит отсутствие обратных связей между запасом воды в интеграторе и ее расходом из него. Действительно, с крайне малым ростом уровня в океанах приращение площади испаряющей поверхности в них ничтожно. Аналогичную роль играют и ледниковые щиты — неисчерпаемые источники айсбергов. Изменение запаса льда в щитах не зависит ни от осадков на них, ни от ледникового стока из-за водообмена щитов, почти в 4 раза меньшего по сравнению с водообменом Мирового океана [4].

Среднее приращение обобщенного уровня Мирового океана с 1885 по 1980 г. составляло менее 1 мм/год, но этот ряд не содержит, по оценке С.Г.Добровольского, статистически значимого тренда, что не подтверждает гипотезу антропогенного потепления климата в XX в., причиной которого могло стать загрязнение атмосферы углекислым газом и усиление этим оранжерейного



эффекта. Противоречат этой гипотезе и свидетельства других исследователей о том, что одинаковое по знаку изменение температуры на всем земном шаре в 1960—1980 гг., когда этот эффект (так называемый  $\text{CO}_2$ -сигнал) мог проявиться в наибольшей степени, отсутствовало.

Итак, предположение об антропогенном изменении климата Земли, а следовательно, и о нарушении устойчивости существующего уже несколько тысяч лет стационарного состояния ГГЦ со стохастически колеблющимся тепловлагообменом между океанами, сушей и полярными ледяными покровами, еще не имеет достаточно аргументированного подтверждения данными глобального гидрометеорологического мониторинга.

В завершение обзора современных представлений о структуре и функционировании глобального гидрологического цикла важно отметить следующее:

1. ГГЦ состоит из множества локальных (над водоемами и их побережьями, равнинами и горами, полями и лесами, городами и пригородами и т. д.) взаимосвязанных циклов трансформации генетически и качественно различных водных масс в составе океанического и континентального звеньев (подциклов), объединяемых в единое целое этапами глобального переноса воздушных масс в атмосфере и стоком водных масс с суши в Мировой океан. Немецкий гидролог Р. Келлер (1965) образно сравнивает глобальный влагооборот с часовым механизмом, приводимым в движение солнечной энергией.

2. Влагонасыщенные воздушные массы — своеобразная форма проявления водных масс в тропосфере.

3. Сток, представляющий собой континентальный этап ГГЦ, формируется сочетанием трех генетических типов вод: склоновых, почвенных и грунтовых, из которых образуются качественно различные речные и озерные водные массы.

4. Суммарный солевой сток включает морские аэрозоли (примерно 16 % ионного состава речной воды) и растворенные вещества континентального происхождения, образующиеся из местных аэрозолей и при выщелачивании почв и грунтов. Поэтому оценки химической денудации суши по величине ионного стока дают завышенную скорость этого процесса.

5. Минерализация стекающих с суши вод возрастает вдвое вследствие испарения, достигая в среднем почти 80 мг/л. Она на порядок больше по сравнению с минерализацией океанических атмосферных осадков.

6. На каждом этапе ГГЦ состав вод трансформируется вплоть до метаморфизации на стыке этапов. Метаморфизация вещественной структуры природных вод происходит не только в природных циклах круговорота воды и веществ, но и в производственных циклах. Это явление в природе включает процессы, обеспе-

чивающие самоочищение воды и восстановление качества водных ресурсов.

7. Современные колебания интенсивности процессов в ГГЦ, определяющие изменчивость погоды, стока и его состава, — исключительно многофакторное и еще недостаточно изученное явление, обусловленное сочетанием энергетического взаимодействия Земли с космосом и трансформацией солнечной энергии преимущественно водой во всех геосферах.

8. Мировая проблема водообеспечения человечества — не в недостатке воды на Земле. Устранение ее дефицита в аридных и урбанизированных регионах должно базироваться на разумном управлении интенсивностью отдельных звеньев ГГЦ, на всемерном усилении самоочищения воды. При таком управлении водными ресурсами физическое испарение и транспирация служат дополнительным источником пресной и чистой воды.

## ЗОНАЛЬНЫЕ И АЗОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОДОСБОРОВ И ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ СУШИ

### 2.1. Зональность структуры водного баланса водосборов

Суша, площадь которой 149 млн км<sup>2</sup>, подразделяется на 13 географических поясов. Наиболее велика территория тропических поясов в южном и северном полушариях (35 % поверхности суши), площадь расположенных между ними экваториального и двух субэкваториальных поясов вдвое меньше (17 %). Суммарная площадь двух субтропических и двух умеренных поясов составляет 32 % суши, а остальные 16 % ее территории лежат в субполярных и полярных поясах. Эта ландшафтная поясность обусловлена широтными различиями годовых величин радиационного баланса суши (см. рис. 1.7), т.е. неравномерностью распределения поглощаемой ее поверхностью солнечной энергии.

Внутри географических поясов выделяют 20 природных зон и области высотной поясности 11 типов [20], которые различаются увлажненностью почв и грунтов. Чтобы учесть эту экологически важную характеристику гидрологического состояния суши, наряду с традиционным основным уравнением водного баланса водосбора речной системы

$$P = E + V \quad (2.1)$$

( $P$  — объем воды атмосферных осадков;  $E$  — объем испарившейся воды;  $V$  — объем водного стока), М.И.Львовичем предложено использовать систему из уравнений:

$$\begin{aligned} W_{\tau} &= P - V_c = V_{\pi} + E; \\ P &= E + V_c + V_{\pi}, \end{aligned} \quad (2.2)$$

в которой добавлена величина валового увлажнения территории  $W_{\tau}$ , а сток  $V$  представлен его поверхностно-склоновой  $V_c$  и подземной  $V_{\pi}$  составляющими.

Известно, что растительный покров служит хорошим индикатором соотношения тепла и влаги, которые получают различные территории суши в среднем за год. Поэтому природным зонам и высотным поясам даны названия преобладающих в их пределах фитоценозов [20]. Количественным гидроклиматическим показателем этого соотношения служит *индекс сухости*  $\varepsilon = E_0/P$ , где  $P$  — объем воды в осадках, как и в формулах (2.1) и (2.2), а величина  $E_0 = I_R/L$  — *испаряемость*. Эта гидрометеорологическая характери-

стика предназначена для связи теплового и водного балансов. Она представляет собой водный эквивалент поглощенной сушией или водоемом лучистой энергии (солнечной радиации и длинноволнового встречного излучения атмосферы), так как  $I_R$  — радиационный баланс, а  $L$  — удельная теплота парообразования. Следовательно, *испаряемость — это объем воды, который может испариться с поверхности, если вся теплота, полученная ею в результате поглощения лучистой энергии, будет затрачена на испарение воды с этой поверхности.* Совпадение значений испаряемости и фактического испарения  $E_0 = E$  возможно лишь при наличии достаточного для непрерывного испарения количества воды под испаряющей поверхностью. Это условие реализуется только в непересыхающем водном объекте либо на достаточно увлажненной территории. Тогда ее валовое увлажнение  $W_T$  больше критического значения продуктивной влажности почвы  $W_0$ , при которой испарение с нее не лимитируется недостатком почвенной влаги.

Осредненные за многолетний период значения основных составляющих водного баланса всей суши в виде слоя воды на единичную поверхность, т. е. (тыс. км<sup>3</sup>/год)/млн км<sup>2</sup>, приблизительно (при невязке баланса всего 4,5 %) равны:

осадки  $x = 800$ , испарение  $z = 485$  и сток  $y = 315$  мм/год.

Показателем структуры этого трехкомпонентного водного баланса территории служит коэффициент стока  $\eta = y/x$ , равный для суши 0,4. Это означает, что 40 % объема атмосферной воды, выпадающей в виде дождя и снега на сушу, превращается в речной сток, а остальная ее часть испаряется. В различных природных зонах структура водного баланса, как видно по разбросу точек на графиках рис. 2.1, существенно различна. Во внутритропических и субтропических поясах, где особенно велик радиационный баланс и слой испаряемости  $z_0 > 1000$  мм/год, коэффициент стока тем больше, чем выше годовой слой осадков. В умеренных и полярных поясах по мере уменьшения их тепловых ресурсов и испаряемости пропорциональность роста величины  $\eta$  увеличению осадков выражена еще больше (рис. 2.1, а). В обобщенном виде эта зависимость четче проявляется в гиперболической форме связи между зональными значениями коэффициента стока и индекса сухости  $\varepsilon$  территорий (рис. 2.1, б).

Наиболее крупная из гумидных зон — таежная зона хвойных лесов умеренного пояса, занимающая около 10 % территории суши, имеет значения  $\eta = 0,43$  и  $\varepsilon = 0,75$ , т. е. близкие к их средним значениям для всей суши. Отмечается сходство структуры водного баланса зоны тундры и лесотундры с зоной влажных экваториальных лесов, в которых значения коэффициента стока практически одинаковы — 0,55 и 0,52 соответственно, в то время как различие в количестве выпадающих осадков крайне велико — 400 и 2300 мм/год.

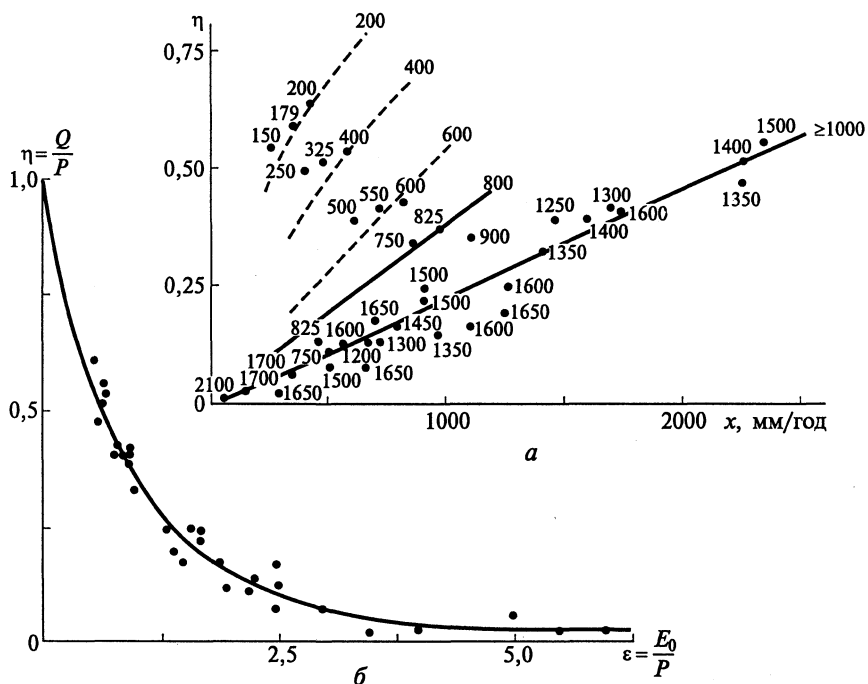


Рис. 2.1. Зависимости зональных величин коэффициента стока  $\eta = Q/P = y/x$ :  
*a* — от среднего годового слоя осадков  $x$  и испаряемости  $z_0$  (цифры у кривых);  
*б* — от индекса сухости  $\epsilon$  (Н. М. Алюшенская) [9]

Самые благоприятные для жизни человека природные зоны — лесные, лесостепные и степные в умеренном и субтропическом поясах — заселены плотно, поскольку в них сосредоточено более 90 % населения Земли. Но в этих природных зонах формируется только 65 % речного стока, поэтому динамические, ежегодно возобновляющиеся водные ресурсы здесь сравнительно невелики. В связи с этим избыточно увлажненные зоны полярных и экваториальных географических поясов с наименьшей плотностью населения рассматриваются как потенциальные водоисточники при решении проблемы улучшения водоснабжения населения природных зон с наиболее благоприятными для человека климатическими условиями.

Исследования, выполненные в Институте географии РАН (А. Н. Кренке, А. Н. Золотокрылин, 1984), показали наличие межзонального теплообмена крупных территорий, сильно различающихся типом растительного покрова. Установлено, что леса и пустыни — наиболее энергоактивные зоны суши. В лесах особенно велики теплопотери на суммарное испарение, в структуре которого ведущую роль играет транспирация, а также велико испарение атмосферных осадков, задерживаемых кронами деревьев (табл. 2.1).

Таблица 2.1

## Структура суммарного испарения в лесах

Вид испарения	Доля испарения, %	
	во влажном лесу Индии	в таежном лесу на Валдае
Транспирация	50—60	44
С крон	31	26
С земли	10—20	30

Над пустынями происходит интенсивный прогрев приземного слоя воздуха вследствие его турбулентного теплообмена с сильно нагреваемой земной поверхностью, которая не охлаждается из-за отсутствия растительного покрова. Отсюда поток тепла в приземном слое воздуха направлен в сторону экваториальных лесов с более низким атмосферным давлением. Именно благодаря этому добавочному адвективному теплу в экваториальных лесах суммарная величина испарения превышает значение испаряемости. На то, что этот межзональный тепловлагообмен имеет глобальное значение, указывает сопоставление ландшафтной структуры суши, свободной от покровных ледников, с вкладом различных угодий в суммарную величину теплотеря суши на испарение (табл. 2.2).

Из сопоставления этих данных видно, что испарение в тропических лесах в 2,4 раза превышает испарение с суши, которую они занимают, в то время как бесплодные земли, наоборот, характеризуются почти вдвое меньшей долей испарения по сравнению с относительной площадью их поверхности. Таким образом, в противоположность Мировому океану, в котором адвекция водных масс из экваториального пояса выносит тепло в тропические пояса, в приземном слое атмосферы над сушей адвекция тепла

Таблица 2.2

## Теплотеря на испарение воды с суши (по А. Н. Кренке, 1984)

Вид угодий	Площадь		Теплотеря на испарение, %
	млн км <sup>2</sup>	%	
Пашни	14,3	11	12
Луга, степи	30,6	23	19
Влажные тропические леса	17,0	12	29
Листопадные леса	13,0	10	11
Тайга	12,0	9	9
Неиспользуемые земли	45,2	35	20

направлена от тропических пустынь, составляющих наибольшую часть не используемых в хозяйстве земель, к экваториальным лесам. Нарушение теплообмена вследствие ведущейся сейчас неконтролируемой вырубке лесов, по мнению многих ученых, чревато непредсказуемыми экологическими последствиями.

## 2.2. Азональность структуры водного баланса и водообмена водоемов

Рассмотренные различия в водном балансе природных зон настолько сильно влияют на водный режим и химический состав континентальных водных масс, что все водные объекты суши делят на три географических класса: зональные, полизональные и азональные.

Речная система, озеро или водохранилище *зональные* (иногда называются интразональными, т. е. внутризональными), если их водосбор целиком расположен в той же природной зоне, что и сам водный объект. Крупнейшие реки и сооруженные в их низовьях водохранилища, а также крупные реки и озера в областях внутреннего стока, как правило, *полизональные*, потому что их водосборы лежат в двух и более природных зонах. К полизональным относят и сравнительно небольшие водосборы, расположенные в горных районах с четко выраженной высотной поясностью. В их пределах так же, как на равнине, изменяющийся с высотой растительный покров служит индикатором различного соотношения теплоты и влаги, структуры водного баланса водосборов.

К *азональным* водным объектам относят такие, на водосборах которых имеются специфические условия формирования стока. Их возникновение может быть связано с особенностями состава пород, строения гидрографической сети территории или с ее интенсивным хозяйственным освоением, нарушающими зональные закономерности структуры водного баланса суши.

Водный баланс водоема характеризует интенсивность его внешнего водообмена с окружающей средой. В отличие от структуры водного баланса территорий, осредненный за многолетний период годовой водный баланс подавляющего большинства водоемов состоит не из трех, а из четырех компонентов:

$$V + P = E + Q, \quad (2.3)$$

где  $V$ ,  $P$  — приходные составляющие баланса:  $V$  — объем притока воды с водосбора и  $P$  — объем атмосферных осадков, выпадающих на акваторию водоема;  $E$ ,  $Q$  — расходные составляющие:  $E$  — объем испарившейся с акватории воды и  $Q$  — объем ее стока из водоема.

В четырехкомпонентном водном балансе (2.3) безразмерными показателями структуры считают долю осадков в приходной части и долю испарения в расходной части:

$$pP = P/(V + P) \text{ и } pE = E/(E + Q). \quad (2.4)$$

Для того чтобы установить географические факторы, определяющие структуру водного баланса зонального проточного водоема, запишем  $V = yA$  ( $y$  — годовой слой водного стока с водосбора этого водоема,  $A$  — площадь водосбора). Разделим числитель и знаменатель в равенствах (2.4) на количество осадков, представленное в виде  $xF$  ( $x$  — их средний годовой слой на водоеме площадью  $F$ ), предварительно заменив во втором выражении сумму  $(E + Q)$  на равную ей сумму  $(V + P)$ . Такое преобразование допустимо для водоемов зонального класса, если принять в пределах природной зоны равенство годового слоя осадков, выпадающих на поверхность как водоема, так и его водосбора. В результате получаем:

$$pP = \frac{1}{\frac{yA}{xF} + 1} \text{ и } pE = \frac{\frac{E}{P}}{\frac{yA}{xF} + 1}, \quad (2.5)$$

где  $y/x$  — коэффициент стока  $\eta$ ;  $E/P = E_0/P$  — индекс сухости  $\varepsilon$ , так как величина испарения  $E$  с водоема практически равна испаряемости  $E_0$ ;  $A/F$  — гидрографическая характеристика  $\varphi$ , называемая *удельным водосбором*. Заменив этими безразмерными коэффициентами соответствующие величины в уравнениях (2.5), получаем:

$$pP = \frac{1}{\eta\varphi + 1} \text{ и } pE = \frac{\varepsilon}{\eta\varphi + 1}. \quad (2.6)$$

Из выражений (2.6) следует, что от одной природной зоны к другой доля осадков и доля испарения воды в структуре водного баланса гидрографически сходных водоемов (с одинаковым удельным водосбором) гиперболически снижается по мере роста зональных величин коэффициента стока. И в гумидных зонах вклад обеих составляющих вертикального водообмена водоема суши с атмосферой в его водный баланс второстепенен. В расходной части баланса эта тенденция усиливается пропорциональностью доли испарения индексу сухости, закономерно уменьшающемуся от зоны к зоне с увеличением их увлажненности. Таким образом, гидроклиматические особенности природных зон несомненно влияют на структуру водного баланса гидрографически подобных водоемов, расположенных в их пределах.

Показателем гидрографического подобия систем «водосбор — водоем» служит одинаковое значение удельного водосбора  $\varphi$ . В структуре приходной и расходной частей водного баланса водоема суши



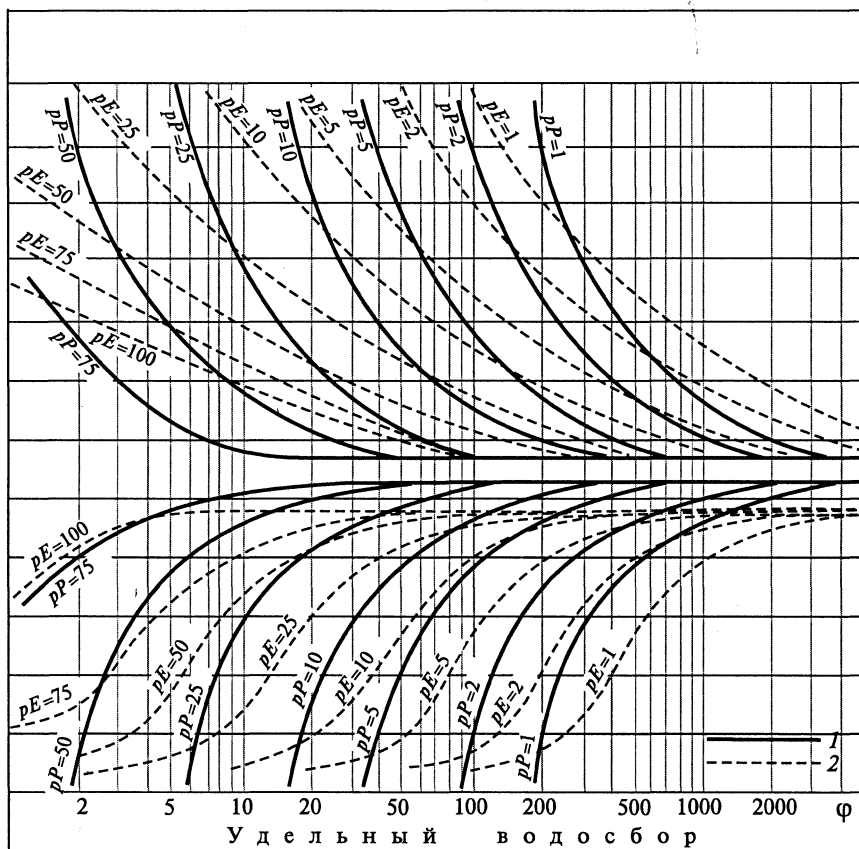
значение удельного водосбора многократно выше, чем обоих гидроклиматических показателей. Это объясняется тем, что межзональная изменчивость значений  $\eta$  и  $\varepsilon$  — не более 20—30-кратной, тогда как диапазон значений  $\varphi$  у озер и водохранилищ на несколько порядков больше. Например, у озера Самотлор в Сургутском Полесье  $\varphi = 0,13$  или у озера Верхнее, крупнейшего среди Великих озер в Северной Америке,  $\varphi = 1,52$ , а у карельского озера Кюленъярви  $\varphi > 13\,000$  или у Святогорского водохранилища на р. Вуоксе  $\varphi = 19\,400$ . Столь большие различия удельного водосбора зависят, в первую очередь, от местоположения озерной котловины или плотины водохранилища в речной системе, размера и формы их чаши или ложа, являющимися сугубо а зональными элементами рельефа. Поэтому *структура водного баланса даже зональных водоемов суши а зональна.*

Географические пояса			$\eta$	$\varepsilon$	
Субарктический	Умеренный	Субтропический			
Природные зоны	Тундры и хвойные редколесья (3—4)		0,55	0,55	
		Тайга (5)	Смешанные постоянно влажные леса (11)	0,43	0,75
		Смешанные мелко- и широколиственные леса (6, 7)	Смешанные сезонно-влажные леса и кустарники (12)	0,35	0,90
		Лесостепи и прерии (8)	Редколесья, саванны, прерии (13)	0,25	1,30
		Степи (9)		0,13	1,90
			Сухие степи, кустарники, редколесья (14)	0,08	3,00
		Полупустыни и пустыни (10, 15)		0,03	3,50
		Полупустыни и пустыни (16)			
		Саванны и редколесья (17) (осадки < 800 мм)		0,10	3,50
		Саванны и редколесья (17) (осадки > 800 мм)		0,25	1,90
		Переменно влажные леса (18)		0,32	1,40
		Приокеанические влажные леса (19)		0,43	1,16
		Влажные экваториальные леса (20)		0,52	0,60
	Экваториальный	Субэкваториальный	Тропический		

Рис. 2.2. Номограмма для определения структуры среднего за многолетний  $\eta$  — зональные величины индекса  $I$  — доля осадков  $pP$ , %, в приходной части; 2 — доля испарения  $pE$ , %, в расход-графические пояса и

Эту важнейшую географическую и экологическую особенность зональных водоемов демонстрирует номограмма (рис. 2.2), построенная по уравнениям (2.6).

На диаграмме видно, что гидрографически подобные водоемы с одинаковым значением удельного водосбора (на рис. 2.2 шкала для  $\phi$  логарифмическая), расположенные, например, в тундровой зоне и в зоне влажных экваториальных лесов, имеют практически одинаковую структуру и приходной, и расходной частей водного баланса. Или представим водоемы с  $\phi = 300$ , один из которых расположен в зоне тропической саванны, а другой — в зоне смешанных лесов умеренного пояса. В их водном балансе осадки и испарение составляют одну и ту же долю — 1–2%. И в то же время внутри одной и той же природной зоны водоемы с разными



период годового водного баланса зональных озер и водохранилищ ( $\epsilon$  и сухости и коэффициента стока):  
ной части баланса (в скобках — номера природных зон в легенде карты «Зоны суши Земли») [20]

значениями показателя гидрографической структуры озерно-речного бассейна  $\phi$  имеют существенно различное соотношение компонентов водного баланса.

Если рассматривается структура водного баланса полизонального водоема, в знаменателе уравнений (2.6) произведение  $\eta\phi$  корректируется множителем  $\xi$ , равным  $x/x_0$ , учитывающим неравенство годовых слоев осадков, выпадающих на водоем ( $x_0$ ) и на его водосбор ( $x$ ), расположенный в нескольких, по-разному увлажненных природных зонах или высотных поясах.

Интенсивность внутреннего водообмена каждого континентального водоема определяется соотношением величин приходных компонент водного баланса и объема аккумулируемой им воды. Для интегральной оценки годового внутреннего водообмена, осредненного за многолетний период, обычно используют коэффициент водообмена  $K_B$ . Для большинства расположенных в гумидных зонах озер с  $pP$  и  $pE < 10 - 15\%$  и для всех водохранилищ мира  $K_B$  рассчитывают с учетом лишь горизонтальной составляющей внешнего водообмена, зависящей от притока воды с водосбора. При этом пренебрегают вкладом вертикального водообмена водоема с атмосферой ввиду малой доли осадков и испарения в водном балансе, а среднегодовой уровень воды в водоеме принимают неизменным. При этих допущениях

$$K_B = \frac{V}{W}, \quad (2.7)$$

где  $V$  — объем притока воды в водоем,  $\text{км}^3/\text{год}$ ;  $W$  — объем воды в нем,  $\text{км}^3$ .

Обе эти величины представлены средними годовыми значениями, поэтому  $K_B$  имеет единицу измерения  $\text{год}^{-1}$ . При  $V < W$  величина  $K_B$  показывает, какая часть объема воды в водоеме сменяется за год. При  $V > W$  она указывает, сколько раз в течение года в нем происходит смена воды.

Физическая сущность коэффициента водообмена состоит в том, что внутренний водообмен водоема или любого другого водного объекта при оценке его интенсивности по формуле (2.7) представляется как процесс замещения находящихся в нем водных масс другими, питающими его и не смешивающимися с вытесняемыми из него водными массами. При пренебрежимо малом смешении новых водных масс со старыми *среднее время пребывания* их в водном объекте

$$\tau = \frac{1}{K_B} = \frac{W}{V}.$$

Это второй показатель интенсивности внутреннего водообмена водного объекта, который называют также *периодом водообмена*. Он уже упоминался ранее при оценке водообмена в атмосфере, Миро-

вом океане и других объектах гидросферы. Имеется и третий показатель интенсивности этого процесса — коэффициент проточности  $K_{\pi}$ , характеризующий среднюю скорость перемещения вдоль продольной оси водного объекта границы практически не смешивающихся между собой новых и старых водных масс, км/сут:

$$K_{\pi} = K_{\text{в}} \frac{L}{365}, \quad (2.8)$$

где  $L$  — длина водоема, км; 365 — число суток в году.

Таким образом, все три интегральные показателя интенсивности внутреннего водообмена, зависящей от очень сложного сочетания разнообразных течений, волновых и конвективных процессов перемешивания, характеризуют только горизонтальную составляющую водообмена водного объекта. Поскольку при вычислениях их значений игнорируются и водообмен с атмосферой и смешение водных масс, наиболее корректно по ним оценивается водообмен в ледниках и подземных водоносных горизонтах, в речных руслах они несколько занижают среднее время пребывания каждой водной массы. Еще больше это занижение в проточных водоемах. Но в очень слабо проточных и бессточных озерах замедление реального водообмена вследствие процессов смешения водных масс компенсируется увеличивающимся вкладом в структуру внешнего водообмена таких озер вертикальной его составляющей. Она называется *видимым испарением*, равным разности  $E - P$ .

Взаимосвязь между структурой водного баланса водных объектов мира, интенсивностью их внутреннего водообмена и преобладающими в их гидрологической структуре типами водных масс показана в табл. 2.3.

Интенсивность внутреннего водообмена водоемов суши зависит от нескольких географических факторов, что видно при подстановке в уравнение (2.7), по аналогии с преобразованием уравнения (2.4), следующих равенств:  $V = yA$  и  $W = H_{\text{cp}}F$ , где  $H_{\text{cp}}$  — средняя глубина водоема с площадью акватории  $F$ :

$$K_{\text{в}} = \frac{yA}{H_{\text{cp}}F} = \frac{y}{H_{\text{cp}}} \varphi. \quad (2.9)$$

Таким образом, интенсивность водообмена в водоеме тем больше, чем больше средний слой стока с водосбора (распределение величины  $y$  подчиняется закону географической зональности суши), чем мелководнее водоем и больше у него удельный водосбор. Последние два фактора в (2.9) аazonальны, так как зависят от рельефа земной поверхности. Их диапазон возможных значений для водоемов суши многократно превышает межширотную изменчивость показателя стока. Поэтому *интенсивность внутреннего водообмена водоемов суши аazonальна* в еще большей степени, чем интенсивность и структура их внешнего водообмена.

Гидрологическая классификация водных объектов (по Б. Б. Богословскому, 1973).

Группа	Под-группа	Водный объект	Структура водного баланса		$K_b$	Водообмен	Водные массы
			приход, %	расход, %			
Транзитная		Реки	$V = 100$	$Q = 100$	$> 100$	Часы — сутки	РВМ, ТВМ
Транзитно-аккумулятивная	I	Проточные водоемы: озера и водохранилища суточного регулирования	$V > 90$	$Q > 90$	$100 - 25$	Сутки, недели	ТВМ, РВМ
	II	озера и водохранилища недельного регулирования	$V > 90$	$Q > 90$	$25 - 4$	Недели — сезон	ТВМ, РВМ, ОВМ
Аккумулятивно-транзитная	I	Сточные водоемы: озера и водохранилища сезонного регулирования	$V > 80$	$Q > 80$	$4 - 2$	Сезоны	ОВМ, ТВМ, РВМ
	II	озера и водохранилища многолетнего регулирования	$V > 75$	$Q > 75$	$2 - 0,1$	Годы	ОВМ, ТВМ
Аккумулятивная	III	озера с очень слабым водообменом	$V > 75$	$Q > 75$	$< 0,1$	Десятилетия	ОВМ, ТВМ
	I	Бессточные водоемы: пересыхающие озера	$V \geq 50$	$E = 100$	$1 - 0,1$	Многоводный период	ОВМ, ТВМ
	II	непересыхающие озера	$V > 50$	$E = 100$	$< 0,1$	Десятилетия	ОВМ, ТВМ
	III	Мировой океан	$P > 90$	$E = 100$	Около $3 \cdot 10^{-4}$	Около 3 тыс. лет	МВМ, ТВМ

Примечание. Типы водных масс: РВМ — речные, ТВМ — трансформированные, ОВМ — основные озерные, МВМ — морские.

Чем меньше  $\phi$  и значительнее доля осадков и испарения в структуре водного баланса водоема, тем меньше коэффициент водообмена и больше роль тепловлагообмена водоема с атмосферой. Слабое динамическое перемешивание воды в нем медленным стоковым течением, с одной стороны, и интенсивный прогрев поверхностного слоя воды, с другой, приводит к *стратификации*, т.е. расслоению водной толщи на *эпилимнион* (поверхностный периодически перемешивающийся слой) и на *гиполимнион* (глубинный слой, менее прогретый и менее насыщенный кислородом в большинстве водоемов суши). Стратификация способствует разнонаправленной трансформации в этих слоях химического состава водной массы водоема под воздействием жизнедеятельности фито-, зоо- и бактериопланктона, а в бессточных озерах еще и садке солей. Поэтому вследствие присущих каждому континентальному водоему особенностей внешнего и внутреннего водообмена *экологическое состояние озера или водохранилища зависит от зональных (определяющих тепловой баланс) и азональных (определяющих водный баланс) географических факторов.*

### **2.3. Разнообразие водного режима зональных и полизональных рек**

Как и в водоемах, структура водного баланса водосборов сильно влияет на гидрологический режим дренирующих их рек. Это отражает классификация водного режима рек мира, разработанная М. И. Львовичем (1945). В ней все реки распределены на четыре группы по преобладанию того или иного источника питания:

- *дождевое* (со склоновым генетическим типом воды в фазы паводков);
- *снеговое* (со склоновым типом воды в фазу весеннего половодья);
- *ледниковое* (со склоновым типом вод в фазу летнего половодья);
- *подземное* (с грунтовым типом вод), которое равномерно почти весь год.

Реки в каждой из групп подразделяются на три подгруппы по одному и тому же принципу. К первой подгруппе отнесены реки, в стоке которых соответствующий источник обеспечивает в среднем более 80 % годового объема стока. Эта генетическая особенность речных водных масс обозначается одной из заглавных букв латинского алфавита (табл. 2.4). Такой символ присвоен рекам с *почти исключительно* дождевым питанием (R), снеговым (S), ледниковым (G) или подземным (U) питанием. Во второй группе — реки с *преимущественно* тем или иным питанием, составляющим 50 — 80 % объема годового стока. К их основному символу добав-

**Принцип классификации рек мира по типам гидрологического режима**  
(по М. И. Львовичу, 1945)

Источник питания		Сезонное распределение стока											
		Весна			Лето			Осень			Зима		
		Р	Ру	ру	Е	Еу	еу	А	Ау	ау	Н	Ну	ну
Дождевое	R												
	Rx												
	rx												
Снеговое	S												
	Sx												
	sx												
Ледниковое	G												
	Gx												
	gx												
Подземное	U												
	Ux												
	ux												

ляется строчная буква «х». И наконец, в третьей подгруппе — реки с преобладанием того или иного питания (при его вкладе в объем годового стока < 50 %) над другими источниками. Символом этих рек служит сочетание строчной буквы и буквы «х».

Кроме того, каждая из групп рек в классификации разбита на четыре типа внутригодового распределения стока по календарным сезонам. Каждый из этих типов разделен на подтипы с разной степенью выраженности доминирования стока в тот или иной сезон. Символом рек с почти исключительно весенним, летним, осенним или зимним стоком служат также латинские буквы Р, Е, А или Н (см. табл. 2.4). Градации вклада того или иного сезонного стока в годовой его объем аналогичны градациям вклада источников питания, но в отличие от них дополнительной буквой символа принята буква «у».

Для примера определим тип естественного водного режима Москвы-реки в верховьях, где ее сток еще не изменен водохранилищами. Ее водосбор расположен в зоне смешанных лесов умеренного пояса, которая обозначена номером 6 на карте «Географические пояса и зоны суши мира» [20]. В средний по водности год здесь 64 % стока реки формируется тальми водами, 19 % — дождевыми и 17 % — подземными. При этом доля весеннего стока со-

ставляет 63 %, летнего 13, осеннего 15 и зимнего 9 %. По классификации М.И. Львовича, это — река с преимущественно снеговым питанием и с преимущественно весенним стоком. Такой подтип речного режима обозначается символом SxPy (в табл. 2.4 соответствующая классификационная ячейка выделена темным фоном).

Типов водного режима зональных рек меньше, чем ячеек в матрице табл. 2.4. Так, например, трудно представить реку с наибольшим снеговым или ледниковым питанием в зимний сезон.

Эта классификация предназначена только для зональных рек, в руслах которых преобладают первичные речные водные массы. Они, как правило, слабо изменяются при смешении с подобными им по составу водными массами притоков, поскольку притоки дренируют ландшафты той же природной зоны. В полизональных реках, протекающих через несколько зон и питающихся разнородными первичными водными массами притоков, доминируют речные *трансформированные водные массы* (ТВМ). В них преобразуется не только состав воды, но и внутригодовой режим из-за наложения неодновременных фаз стока притоков главной реки. Поэтому различия водного режима между отдельными подтипами зональных рек в стоке полизональных рек выражены менее четко. Учитывая это, кроме зональных типов водного режима в рассмотренной классификации выделено 10 поясных (полизональных) типов водного режима, в которые объединяются несколько генетически сходных зональных типов водного режима. Они обычно сменяют друг друга в стоке полизональной реки на участках ее верхнего, среднего и нижнего течений. Кроме того, выделены еще два внепоясных типа речного режима.

Этим 12 типам водного режима М.И. Львовичем присвоены наименования, образованные из названий рек — наиболее типичных представителей того или иного обобщенного типа речного режима или из названия региона, в котором имеются такие реки.

*Поясные типы речного режима:*

- амазонский (символ RA — RAy — Ray);
- нигерийский (RxAy — Rxaу — gxaу);
- меконгский (REy — Reу);
- амурский (RxE — RxEy — Rxeу — gxeу);
- средиземноморский (Rhy — RxH — RxHy — Rxhy — gxhy);
- одерийский (Rxpу — gxрy);
- волжский (SxPy — Sxpу — sxрy);
- нурийский (SP);
- гренландский (GE).

*Внепоясные типы речного режима:*

- кавказский (GxEy — gxeу);
- лоанский (U — Uxeу — uxрy).

Амазонка и Нигер — крупнейшие реки экваториального пояса влажных (гилейных) лесов и субэкваториального пояса саванн и



редколесий, Меконг и Амур — реки гор и равнин Юго-Восточной Азии и Дальнего Востока, Одер — типичная река гор и равнин Центральной Европы, Волга и Юкон — крупнейшие реки равнин и гор умеренного и субарктического поясов, Нура — река Казахского мелкосопочника Центральной Азии и Лоа — река западного склона южноамериканских Анд длиной более 400 км с истоком на высоте свыше 4200 м и с расходом менее 2 м<sup>3</sup>/с в устье на Тихоокеанском побережье пустыни Атакамы (М. И. Львович, 1945). Перечисленные поясные и внепоясные типы водного режима присущи многим рекам, текущим на разных континентах в регионах с аналогичными зональными и высотными особенностями гидроклиматических условий формирования речного стока.

Важной в водохозяйственном отношении характеристикой водного режима реки служит *базисный сток*  $Q_6$  как показатель наиболее устойчивых динамических водных ресурсов речной системы. Значение этой характеристики рассчитывается как суммарная величина суточного стока реки, проходящего в течение года, при расходе  $Q$ , не превышающем его среднегодовое значение (В. М. Евстигнеев, 1990). Обычно базисный сток речной системы приводится как доля годового объема водного стока главной реки в предустьевом створе  $\varphi = Q_6/Q$ . При значениях  $\varphi < 25\%$  река имеет малую зарегулированность водного режима, при  $\varphi = 25—50\%$  — среднюю зарегулированность и при  $\varphi > 50\%$  — большую естественную (болотами, озерами, карстом и др.) или искусственную (прудами, водохранилищами) *зарегулированность стока*.

#### **2.4. Зональность химического состава речных водных масс**

Зональные различия водного баланса речных водосборов — основной гидрологический фактор формирования химического состава двух генетических типов воды — склоновых вод и почвенных вод в зоне аэрации верхнего слоя грунта. В подавляющем большинстве рек мира именно эти генетические типы вод формируют наибольшие по объему первичные речные водные массы в многоводные фазы стока — паводки и половодье. Поэтому эти воды, обеспечивающие дождевое, снеговое и ледниковое питание рек, определяют величину средней за год и за многолетний период концентрации растворенных в речной воде веществ, ее минерализацию, жесткость, цветность, окисляемость и другие показатели природного качества речных водных масс.

Важными факторами процесса формирования химического состава в водах этих двух генетических типов служат:

- 1) количество и интенсивность атмосферных осадков, их химический состав;

- 2) радиационный баланс территории;
- 3) валовая увлажненность почвы и подстилающего грунта, их фильтрационные свойства;
- 4) промерзание грунта и толщина снежного покрова зимой;
- 5) химический состав почв и грунтов, растворимость его компонентов (наиболее легко растворимы водой хлоридные соли, менее растворимы сульфатные и еще менее — карбонатные и силикатные).

Первые три фактора имеют хорошо выраженное зональное распределение, обуславливая закономерное изменение от одной природной зоны к другой средних величин и сезонных колебаний валовой увлажненности почвенного покрова и интенсивности суммарного испарения воды. Вследствие этого и пятый фактор, изначально азональный, под многовековым воздействием материкового звена ГЦ приобрел черты географической зональности химического состава грунта в его *зоне аэрации*, где газообмен и водообмен внутри почвы намного интенсивнее, чем в нижележащих более плотных слоях грунтовой толщи.

В гумидных регионах с наибольшим увлажнением зоны аэрации водосборов в безморозный период года преобладают интенсивная инфильтрация и повышенный водообмен в водоносных слоях, обеспечивая рассоление грунтовой толщи водосбора и удаление со стоком ионов растворимых солей. В семиаридных и тем более в аридных природных зонах с меньшим количеством осадков и большим испарением в течение всего года в зоне аэрации грунта существенно возрастает роль капиллярного подъема подземных вод к испаряющей поверхности почвенного покрова. В результате промывной режим здесь сменяется засолением почв вплоть до образования в западинах солодей (при периодически промывном режиме), солонцов (с солонцовым иллювиальным горизонтом) и *солончаков* с содержанием в почвенной корке до 30 % легкорастворимых солей.

Речные водные массы, формирующиеся в регионах с разным типом водообмена в зоне аэрации почв и грунтов, по минерализации О.А.Алекиным (1970) делятся на четыре группы: вода с малой минерализацией — до 200 мг/л, со средней — 200 — 500 мг/л, с повышенной — 500 — 1000 мг/л и с высокой минерализацией — > 1000 г/л.

Обусловленная процессами водообмена и растворения компонентов грунта зональность минерализации и химического состава речных водных масс в масштабе всей суши представлена в виде составленной в 1942 г. Г.А.Максимовичем (1955) схематической карты зон гидрохимических фаций речных вод. *Гидрохимической фацией* им названа часть русловой сети, где вода характеризуется одинаковыми химическими свойствами. Основным показателем фации принята комбинация трех ионов, содержание которых преобладает в солевом составе воды.

На мелкомасштабной карте суши (рис. 2.3) показаны ареалы шести гидрохимических зон (табл. 2.5):

1. Зона преобладания гидрокарбонатно-кремнеземных (и кремнеземных), богатых органическим веществом гидрохимических фаций рек тундр северного полушария ( $\text{HCO}_3\text{—SiO}_2\text{—SO}_4$ ,  $\text{SiO}_2\text{—HCO}_3\text{—Ca}$ ,  $\text{HCO}_3\text{—Ca—SiO}_2$  и др.). Здесь в большинстве зональных рек водные массы имеют малую минерализацию (табл. 2.5) и жесткость, большую окисляемость и цветность, которая придает воде желто-коричневатую окраску из-за высокого содержания растворенных в воде органических веществ и оксидов железа, выносимых с мерзлых грунтов и заболоченных водосборов.

2. Зона преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций рек лесной зоны северного полушария ( $\text{HCO}_3\text{—Ca—SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3\text{—Ca—Mg}$ ,  $\text{HCO}_3\text{—Ca—Na}$  и др.). Средняя минерализация здесь примерно вдвое выше, а цветность имеет повышенную величину лишь в половодье.

3. Зона преобладания гидрокарбонатно-сульфатных, сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций рек степной зоны ( $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca}$ ,  $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Cl}$ ,  $\text{Cl—SO}_4\text{—HCO}_3$  и др.). Водные массы рек этой зоны имеют среднюю минерализацию, вдвое большую по сравнению с водами лесной зоны.

4. Зона преобладания хлоридно-натриевых гидрохимических фаций пустынь ( $\text{Cl—Na—SO}_4$ ,  $\text{Cl—SO}_4\text{—HCO}_3$ ,  $\text{SO}_4\text{—Cl—Na}$  и др.). Это — обширная зона с редкой сетью пересыхающих рек в областях внутреннего стока. Наряду с зональными реками в этой зоне имеются и полизональные реки, в которых особенно сильна трансформация химического состава воды, проявляющаяся нередко в заметном повышении минерализации.

5. Зона преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных фаций рек тропиков (и субтропиков), богатых органическим веществом ( $\text{SiO}_2\text{—HCO}_3\text{—Ca}$ ,  $\text{SiO}_2\text{—HCO}_3\text{—Na}$ ,

Таблица 2.5

Зональная структура ионного стока с суши (по Г. А. Максимовичу, 1955)

Гидрохимическая зона	Площадь суши, %	$\Sigma_{\text{ион}}$ , мг/л	$M_{\text{и}}$ , %	Модуль ионного стока $m_{\text{и}}$ , т/(км <sup>2</sup> ·год)
Тундровая	5	70	2	10
Лесная	26	160	36	32
Степная	13	320	23	40
Пустынная	21	800	—	27
Тропическая	17	45	21	29
Горная	18	50	18	25

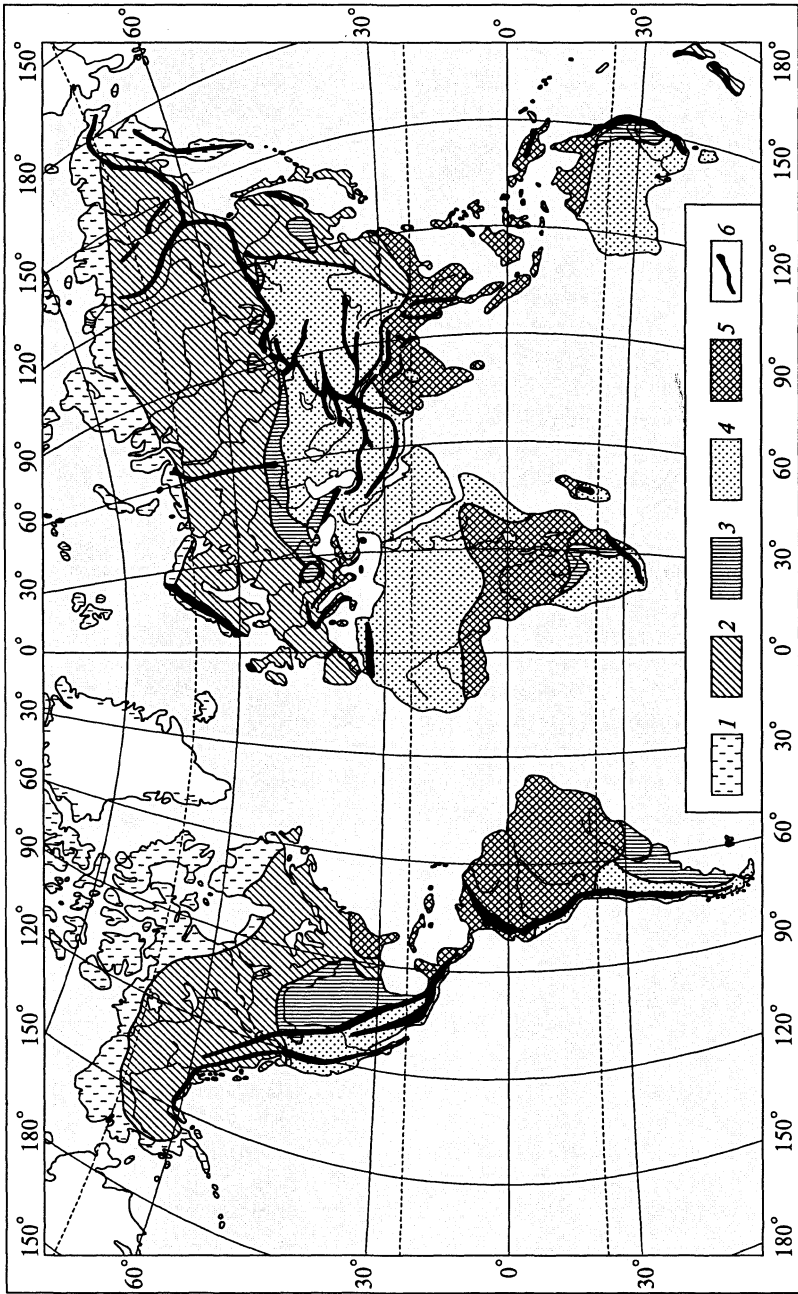


Рис. 2.3. Схематическая карта шести зон гидрохимических фаций речных вод (Г.А.Максимович, 1955)

$\text{HCO}_3\text{—SiO}_2\text{—Ca}$ ,  $\text{HCO}_3\text{—SiO}_2\text{—SO}_4$  и др.). Ареал этой зоны соответствует приблизительно зонам влажных экваториальных лесов, переменнно влажных и приокеанических лесов тропических и субэкваториальных природных поясов, где реки питаются почти исключительно дождевыми водами. Речные водные массы там в среднем в 1,5 раза менее минерализованные, чем в тундровой гидрохимической зоне и имеют еще более темную, бурую или даже черную окраску из-за очень высокого содержания растворенных органических веществ и оксидов железа.

6. Гидрохимические фации рек горной (вертикальной) зоны. В ней расположены фации двух-трех вертикальных подзон: преобладания кремнеземных ( $\text{SiO}_2\text{—HCO}_3\text{—Ca}$ , 12—80 мг/л) и гидрокарбонатно-кремнеземных ( $\text{HCO}_3\text{—SiO}_2\text{—Ca}$ , 80—120 мг/л) фаций альпийских лугов, преобладания гидрокарбонатных фаций горных лесов ( $\text{HCO}_3\text{—Ca—SO}_4$ , 120—430 мг/л;  $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Ca}$ , 430—600 мг/л и  $\text{HCO}_3\text{—SO}_4\text{—Na}$ , 600—830 мг/л), а в аридных регионах еще и подзона преобладания сульфатных фаций предгорных степей ( $\text{SO}_4\text{—HCO}_3\text{—Na}$ , > 830 мг/л).

Таким образом, полизональность горных рек особенно отчетливо проявляется не столько в изменении водного режима с высотой, сколько в гидрохимической трансформации их водных масс при смешении с водами притоков, формирующими сток в различных высотных поясах.

Распределив 870 рек (о ионном составе воды в которых имелись данные 4,5 тысяч химических анализов) по гидрохимическим зонам, Г.А. Максимович оценил среднюю зональную минерализацию речных вод ( $\sum I_{\text{зон}}$ ), вклад зональных рек в суммарную массу ионов  $M_{\text{и}}$  в среднем годовом их стоке с территории суши, равной 128 млн км<sup>2</sup> (не занятой ледниками, болотами, озерами и водохранилищами), и величину среднего модуля ионного стока  $m_{\text{и}} = M_{\text{и}}/A_{\text{зон}}$  ( $A_{\text{зон}}$  — площадь территории зоны) (см. табл. 2.5).

Эти расчеты показали, что более трети ионного стока с суши в Мировой океан выносят реки лесной зоны, хотя их водный сток втрое меньше, чем сток наименее минерализованных рек экваториального и субэкваториальных поясов. А наиболее интенсивен вынос ионов речным стоком со степных водосборов, где особенно ярко выражено чередование процессов рассоления и засоления (с участием континентальных аэрозолей) зоны аэрации грунтов в многоводные и маловодные фазы водного режима.

Внутригодовой режим колебания минерализации воды в любой незарегулированной реке определяется сочетанием зональных особенностей формирования химического состава склонового, почвенного и грунтового генетических типов воды, образующих речную водную массу, и соотношением их объемов в многоводные и маловодные фазы водного режима, наступающие в природных зонах в разные сезоны. Тем не менее для зональных и полизональных рек

характерна нелинейная обратная зависимость гиперболического вида между расходом воды в реке и минерализацией водной массы. При этом в какой бы сезон ни наблюдалось половодье, обусловленное преимущественным снеговым, дождевым или ледниковым питанием реки, *масса выносимых с водосбора растворенных веществ  $M_n$ , называемая химическим стоком реки, в половодье всегда составляет наибольшую долю ее годового значения*, несмотря на то, что минерализация воды в эту фазу минимальна. Причина этого явления в том, что относительная величина различия минерализации генетических типов вод существенно меньше разницы расходов склонового стока в многоводные фазы и двух других генетических типов воды. Поэтому *чем более изменчив внутригодовой режим водного стока рек в той или иной природной зоне, тем сильнее внутригодовые колебания минерализации в зональной реке*.

Эти же закономерности проявляются и в межгодовых колебаниях водного и химического стока: в многоводный год среднегодовое значение  $\Sigma$  и в зональной реке меньше, а величина  $M_n$  больше, чем в маловодный год.

## **2.5. Интенсивность эрозии почв в природных зонах и сток наносов**

Зональные особенности структуры водного баланса водосборов отчетливо проявляются не только в химическом составе континентальных водных масс, но и концентрации *речных наносов*. Под этим термином понимают совокупность взвешенных в воде, а также влекомых течением по речному дну твердых частиц грунта, размытого водой при стекании со склонов (*плоскостная, ручейковая и овражная эрозия*) или русловым потоком (*русловая эрозия*).

Ведущий фактор водной эрозии и формирования стока наносов — энергия потока, пропорциональная его расходу и уклону подстилающей поверхности. Фактором, ограничивающим эрозию, служит связность грунтообразующего материала (скальные, мерзлые, глинистые, песчаные грунты), структура почвенного слоя и степень защищенности его поверхности (от воздействия капель дождя) растительным покровом и ее связности корневой системой фитоценоза.

Хозяйственная деятельность общества, преобразующая естественные ландшафты в сельскохозяйственные угодья и урбанизированные территории, существенно влияет не только на внутригодовую изменчивость речного стока, но и на сопротивляемость почвенно-растительного покрова эрозионной деятельности ливней и склонового стока. К концу XX в. площадь преобразованных человеком ландшафтов превысила 14 млн км<sup>2</sup> (11 % суши, свободной от ледникового покрова). В большинстве хозяйственно освоенных территорий

эрозия интенсифицировалась [2] и насыщенность речных водных масс наносами увеличилась главным образом вследствие:

- распашки степей и прерий (более 70 % их целинных земель уже распахано), сведения лесов и распашки бывших лесолуговых угодий, осушения заболоченных земель;
- горного скотоводства, способствующего увеличению интенсивности склонового стекания воды в многоводные фазы стока — в половодье и паводки;
- добычи полезных ископаемых горной, газо- и нефтедобывающей промышленностью, сооружения дорожной сети и трубопроводов;
- строительных работ на урбанизированных территориях, дночерпательных работ на судоходных трассах, добычи строительных материалов в речных долинах, гидромеханизации при сооружении плотин.

В то же время отдельные виды хозяйственной деятельности снижают склоновую и русловую эрозию:

- лесопосадки, сельскохозяйственное террасирование склонов, рисоводство, культивирование сахарного тростника;
- русловыправительные и селезащитные гидротехнические сооружения.

В основу оценки масштабности глобального процесса формирования наносов Г. Н. Голубевым (1982) положен расчет интенсивности склоновой эрозии в доаграрную эпоху. Ее среднее значение определялось для различно водообеспеченных природных зон четырех климатических поясов: boreального, суббореального, субтропического и тропического (полярный и гляциальный пояса, составляющие 22 % суши, не рассматривались). Показателем интенсивности этого процесса служит модуль склоновой эрозии грунта  $m_{эг}$ , т/(км<sup>2</sup>·год). В качестве предикторов расчетной зависимости среднего за многолетний период зонального значения  $m_{эг}$  были использованы зональные величины радиационного баланса и индекса сухости ( $\varepsilon = E_0/P$ ), определяющие зональные различия увлажненности и стока, а также природного почвенно-растительного покрова водосборов.

Затем по данным о современной структуре мирового земельного фонда рассчитано изменение интенсивности эрозии в результате сельскохозяйственного преобразования их ландшафтов. Расчеты выполнялись для двух типов зон boreального пояса, включающего тайгу и смешанные леса:

- зоны с постоянно мерзлыми грунтами;
- зоны с сезонномерзлыми почвами;

и для трех типов зон в остальных климатических поясах:

- гумидные ( $\varepsilon \leq 1$ );
- семиаридные (степи и прерии с  $\varepsilon = 1 - 2$ );
- аридные (полупустыни и пустыни с  $\varepsilon > 2$ ).

Для территорий, превращенных в пашни в гумидных зонах, кратность интенсификации выноса наносов принята равной 100, для подобных угодий в остальных зонах — 10-кратной по сравнению с местными величинами  $m_{гр}$  в доаграрную эпоху. Результаты этих ориентировочных геоэкологических расчетов, характеризующие современное формирование взвешенных веществ поверхностным стоком и определяющие мутность склонового генетического типа вод в различных природных зонах, приведены в табл. 2.6.

Как показали эти расчеты, диапазон межзональных различий интенсивности эрозии почв крайне велик: от  $m_{гр} = 30$  т/(км<sup>2</sup>·год) в лесотундре до  $\approx 3000$  в наиболее распаханых гумидных зонах лесостепей и наиболее увлажненных степей (прерий) суббореального пояса. В этих же зонах максимальна и интенсивность выноса растворенных веществ стоком  $m_{и} = 40$  т/(км<sup>2</sup>·год) (см. табл. 2.5), которая всего лишь в 4 раза больше среднего модуля ионного сто-

Таблица 2.6

Оценка зональных величин среднего модуля эрозии грунта  $m_{гр}$  и ежегодной массы эродированного грунта  $M_{гр}$  на суше в конце XX в. (по Г. Н. Голубеву, 1982)

Пояс	Тип зоны	Площадь, %	$m_{гр}$ , т/(км <sup>2</sup> ·год)	$M_{гр}$ , млрд т/год
Бореальный	С мерзлотой	6	30	0,3
	Без мерзлоты	12	450 <b>300*</b>	7,7
Суббореальный	Гумидная	5	2760	16,6
	Семиаридная		1030	8,1
	Аридная	6	70 <b>1150*</b>	0,5
Субтропический	Гумидная	6	1690	11,1
	Семиаридная	7	650	5,6
	Аридная	9	170 <b>720*</b>	1,7
Тропический	Гумидная	20	1230	31,8
	Семиаридная	13	370	6,3
	Аридная	10	160 <b>710*</b>	2,1
Территория суши (128 млн км <sup>2</sup> )		<b>100</b>	<b>710</b>	<b>91,1</b>

\* Среднее значение для пояса.



ка с лесотундры и тундры. Но в отличие от ионного стока, имеющего наибольшую величину  $M_{и}$  в лесной зоне умеренного пояса (в 1,5 раза превосходящую массу ионов в тропической гидрохимической зоне), масса выносимых поверхностным стоком взвесей, по сути, с тех же гумидных тропических ландшафтов ( $\approx 20\%$  суши в табл. 2.6, как и в табл. 2.5) в 4 раза больше средней величины  $M_{эг}$ , чем в лесной бореальной зоне, и даже вдвое больше, чем в степной гумидной суббореальной зоне.

Средний модуль стока взвешенных веществ с почвенного покрова суши, составляющий  $710 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ , равен средним значениям  $m_{эг}$  для тропического и субтропического поясов (см. табл. 2.6). Он почти в 30 раз больше среднего модуля ионного стока с суши.

Из суммарной величины эродированного водой грунта ( $> 90$  млрд т/год) более половины его массы аккумулируется в том же водосборе в виде делювиальных отложений у подножий склонов. Менее крупные фракции наносов перемещаются дальше уже в составе речных водных масс по русловой сети. Изменение в них концентрации взвешенных веществ зависит не столько от смешения с водными массами притоков, сколько от *транспортирующей способности потока*, пропорциональной величинам уклона и расхода воды в реке.

Горные реки, характеризующиеся бурным течением, имеют уклон более  $1 \text{ м}/\text{км}$  ( $\text{‰}$ ), в полугорных реках с уклоном  $0,5—1,0 \text{ ‰}$  начинается осаждение из речной водной массы крупнообломочного материала. Равнинные реки имеют уклон менее  $0,5 \text{ ‰}$ . Наибольшее осаждение в них наносов в основном средних и даже частично мелких фракций происходит преимущественно в годы с большим половодьем, когда водой затапливается высокая пойма.

В маловодные и средневодные годы в равнинных реках наносы транспортируются в пределах русла, что сопровождается непрерывным обменом наносами между речной водной массой и русловыми отложениями. На участках русла с повышенным уклоном в этом обмене преобладает процесс взмучивания, и поток насыщается частицами, находящимися на поверхности дна, в соответствии с возрастающей его транспортирующей способностью. Там, где уклон уменьшается и замедляется течение, преобладает осаждение, начиная с самых крупных взвешенных частиц, и мутность речной водной массы уменьшается.

При чередовании меженных и паводковых периодов изменяются уклон и расход воды, интенсивность обменных процессов в русле и протяженность его участков с преобладанием осаждения и взмучивания наносов, продолжительность периодов роста и снижения мутности речной воды. Наиболее прозрачна вода в суровые зимы при концентрации взвеси  $1—3 \text{ г}/\text{м}^3$  в реках под ледяным покровом, когда их меженные водные массы состоят почти

исключительно из грунтового генетического типа воды, а ее расход в русле снижается до минимального в году значения.

Сочетание зональных особенностей выноса продуктов эрозии в русловую сеть и внутригодовых колебаний водного режима рек определяет величину их среднего за год и за многолетний период стока наносов. Измеряемый гидрометрическими методами сток наносов рек позволяет оценить, по сравнению с геоэкологической оценкой, более дифференцированно пространственную неравномерность интенсивности выноса с водосборов наносов, игнорируя при этом их внутрибассейновое перераспределение склоновым стоком. Основным итог анализа зональных особенностей стока наносов в реках мира, выполненного по данным многолетних гидрометрических наблюдений в более 3700 створах на малых реках с площадью водосбора  $A$  от менее 500 км<sup>2</sup> до 5000 км<sup>2</sup> и на крупных реках с  $A$  до более 100 000 км<sup>2</sup> сведен в табл. 2.7.

Сопоставление модулей стока наносов малых рек, названных в табл. 2.7 зональными, с модулями эрозии (см. табл. 2.6) показывает:

- лишь в горах бореального и тропического поясов величины  $m_n$  и  $m_{ог}$  одного порядка; в остальных природных зонах значения  $m_n$  гидрометрически учтенных взвешенных веществ в среднем в

Таблица 2.7

**Модули стока взвешенных наносов  $m_n$ , т/(км<sup>2</sup>·год), с гор и равнин в одинаковых природных условиях**  
(по А. П. Дедкову, В. И. Мозжерину, 1984)

Зона	Малые реки		Крупные реки	
	гор	равнин	гор	равнин
Тундра субнивальная	340	5,8	96	11
Тайга и смешанный лес	100	28	40	9,2
Широколиственный лес	240	110	180	67
Лесостепь	160	75	—	35
Степь	74	79	(88)	29
Полупустыня	220	7,6	130	6,3
Субтропическая степь	160	(230)	(330)	92
Средиземноморские	930	770	790	(220)
Субтропический лес	280	(330)	(76)	80
Тропический лес	190	300	430	(380)
Саванна	(460)	81	(460)	67
Гилея	(43)	(72)	(280)	46

*Примечание.* В скобках приведены модули стока наносов, оцененные по малому числу водосборов (< 10).

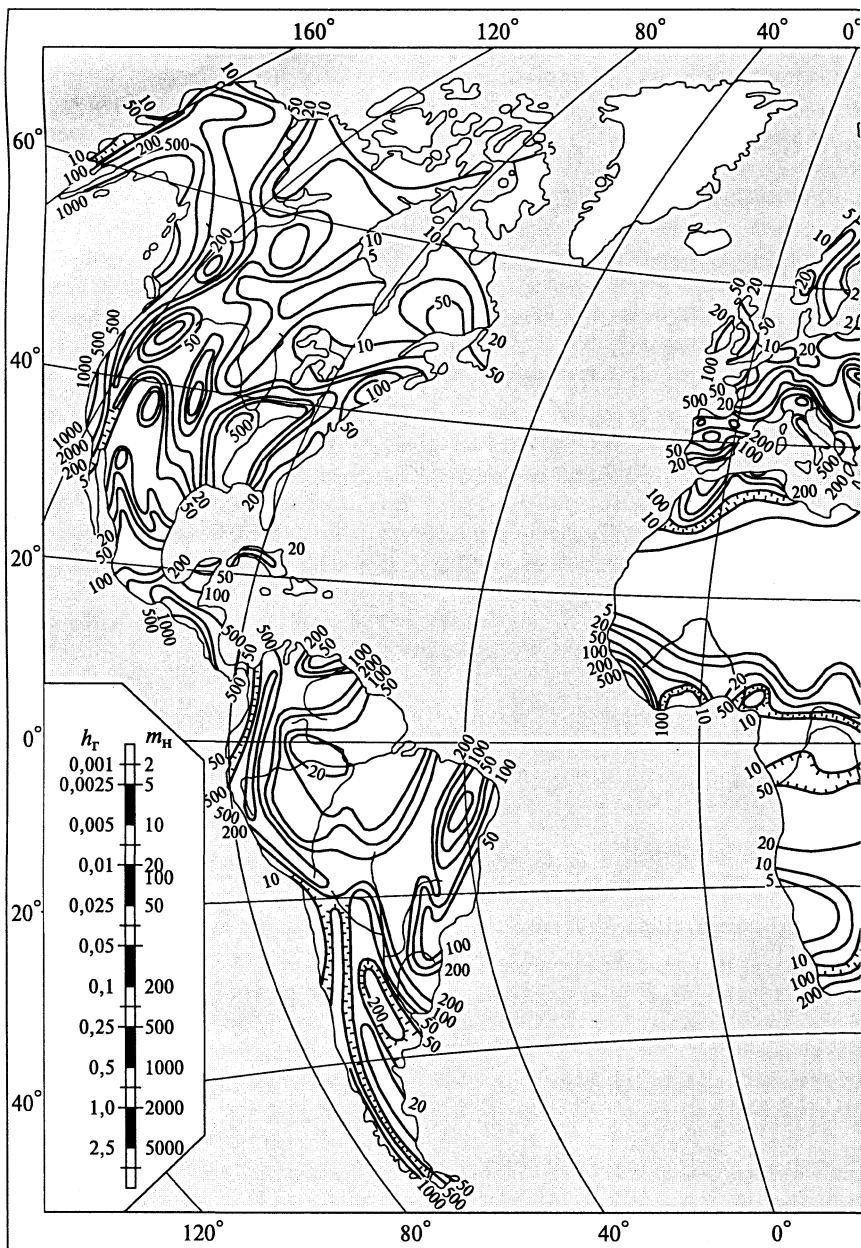
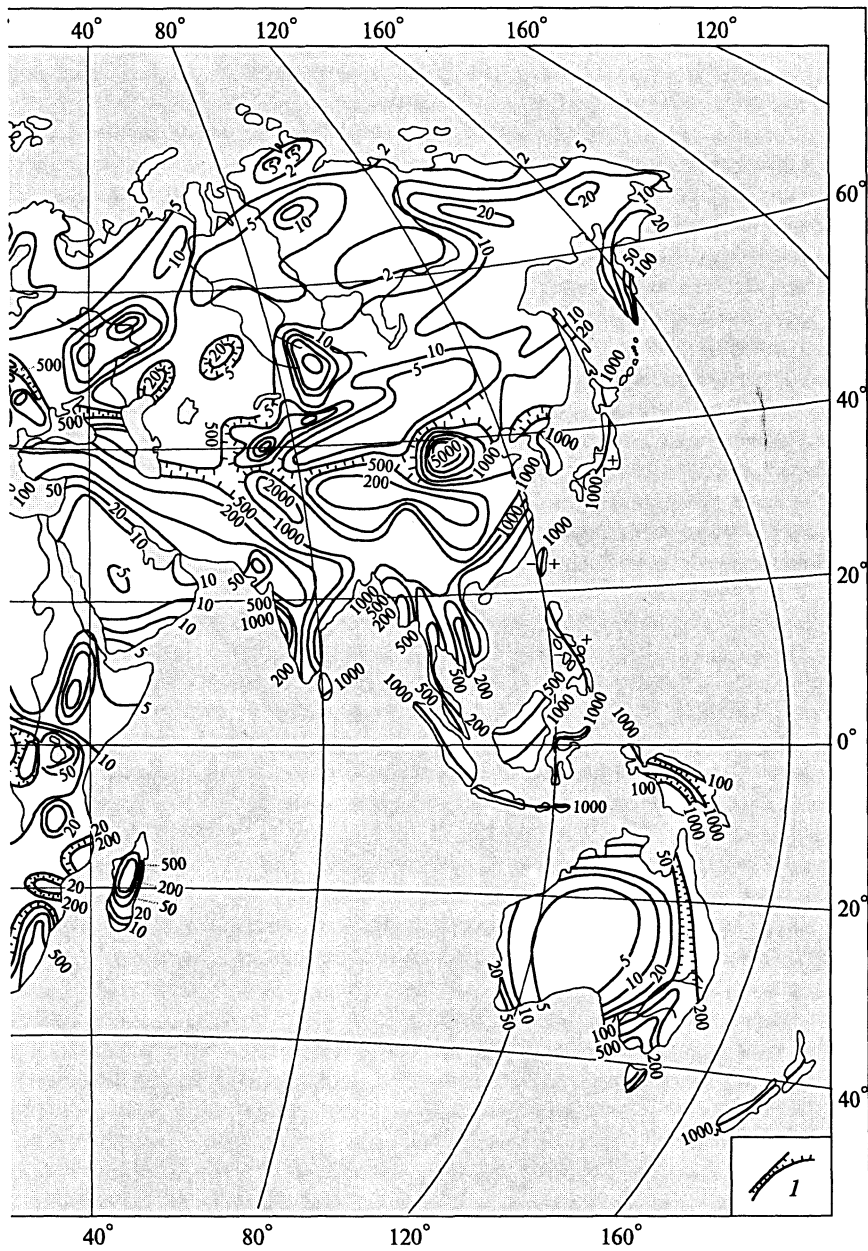


Рис. 2.4. Карта интенсивности современной эро

$I$  — изолинии с зубцами, ограничиваю

Масштабная шкала изолиний показывает слой  $h_r$  среднего за год смыва



зии суши земного шара (наносы, т/(км<sup>2</sup>·год)) [8]:

щие территорию с резким изменением эрозии.

почвы или грунта, соответствующий значениям  $m_n$  на карте

10 раз меньше значений  $m_{э}$ , характеризующих снос эрозионного материала с ландшафтов;

- модуль стока наносов с водосборов горных рек, как малых, так и крупных, названных авторами азональными, существенно больше, чем с равнинных территорий;

- максимальные значения  $m_n$  получены для рек средиземноморских зон, к которым, например, относятся черноморские побережья между городами Новороссийск и Туапсе и южной части Крыма.

При этом отмечается, что в слабо измененных человеком ландшафтах различия модулей стока наносов между возвышенностями и низменностями незначительны, а крупные реки на низменностях имеют даже почти вдвое большие значения  $m_n$ , чем на возвышенностях, вследствие господства в более многоводных низовьях полизональных рек русловой эрозии рыхлых аллювиальных отложений. Но с усилением антропогенного воздействия на водосборы сток наносов с возвышенностей интенсифицируется больше, чем на низменных территориях.

Более детальные исследования формирования стока наносов зональных рек на каждом материке [8] завершились созданием карты современной интенсивности внутриконтинентальной эрозии суши. Для этого были обобщены многолетние данные по стоку наносов и воды более 1600 зональных рек (с площадью бассейна не более 50 тыс. км<sup>2</sup>). Установлены линейные зависимости между логарифмами средних годовых значений модуля стока наносов и слоя водного стока  $\lg m_n = f(\lg y)$  для водосборов, расположенных в 46 регионах суши. Они отличаются помимо зональных особенностей почвенно-растительного покрова еще и пересеченностью рельефа, местоположением в предгорьях, горах. В сочетании с картами водного стока отдельных материков [17] эти зависимости использованы для восполнения недостатка гидрометрических данных по стоку наносов в отдельных участках выделенных регионов. Затем рабочие карты материков были объединены в мелкомасштабную карту интенсивности современной эрозии суши.

На этой карте (рис. 2.4) видно, что минимальными значениями  $m_n$  менее 2 т/(км<sup>2</sup>·год) отличаются малые водосборы Ботнического залива и восточного побережья Балтийского моря, южного побережья Белого моря и восточной части Баренцева моря (Мало- и Большеземельская тундры), Яно-Индигирской низменности и бассейна р. Виллой, где особенно мала продолжительность безморозного периода года. В горной тундре интенсивность выноса речных наносов возрастает в 10—15 раз из-за увеличения уклонов и стока воды, развития солифлюкции, нарушающей сплошность растительного покрова. В тундрах и лесотундрах среднегодовая мутность речных водных масс менее 20 г/м<sup>3</sup> и концентрация взвесей большую часть года в 1,5—3 раза меньше минерализации.

Незначительно среднегодовое значение модуля стока наносов и с водосборов в африканских пустынях Сахара, Калахари и Намиб, на полуострове Сомали, в азиатских пустынях Такла-Макан и Гоби, в пустынях Центральной Австралии —  $m_n$  менее 5 т/(км<sup>2</sup>·год). Но причина малости значений  $m_n$  здесь совершенно иная, чем в тундре. Здесь ливни крайне редки, но интенсивны и образуют нередко очень бурные, но быстро иссякающие потоки с необычайно мутной водой, а в пересеченной местности — даже сели. Концентрация наносов в них существенно больше минерализации, хотя  $\Sigma$  и достигает иногда 5—10 г/л.

Наиболее велики среднегодовые значения модуля стока наносов — 2—6 тыс. т/(км<sup>2</sup>·год) — в горных районах Юго-Восточной Азии с интенсивными ливнями в летний муссон, особенно на водосборах с поврежденными пожарами и вырубками лесными массивами. Но максимальное значение  $m_n$ , равное 11,5 тыс. т/(км<sup>2</sup>·год) зафиксировано в верховьях р. Вайхэ — самого крупного правого притока р. Хуанхэ, пересекающего степную, сильно распаханную зону на территории Лессового плато в Китае (лессы относят к наименее устойчивым грунтам). Мутность воды в половодье на этой реке достигает 1800 кг/м<sup>3</sup>.

Малой мутностью воды обычно называют концентрацию речных наносов менее 100 г/м<sup>3</sup>, средняя мутность — 100—1000 г/м<sup>3</sup>, высокая — более 1 кг/м<sup>3</sup>. Сель — поток, движущийся по горной долине со скоростью до 10 м/с, имеет плотность полужидкого вязкого и (или) крупнообломочного грунта 1100—2400 кг/м<sup>3</sup>. Такие потоки за один сель выносят с горного водосбора до 10 млн м<sup>3</sup> грунта.

Внутригодовая изменчивость мутности воды в реке выражена многократно сильнее, чем изменчивость ее минерализации, и имеет иную закономерность колебаний при смене фаз водного режима. В отличие от минерализации, мутность возрастает пропорционально росту расхода воды в многоводные фазы стока. Нередко в своей верхней части эта зависимость петлеобразна вследствие того, что на подъеме половодья или паводка в составе первичной речной водной массы наибольшую долю составляют самые мутные воды склонового генетического типа, тогда как на спаде они иссякают и нарастает доля почвенного, а затем грунтового типа вод с наименьшим содержанием взвесей.

## 2.6. Природная и антропогенная трансформация речного стока

Завершая рассмотрение зональных и аazonальных особенностей речных водосборов и расположенных на них водных объектов, важно отметить характернейшее свойство речного стока — быстро реагировать на внешние воздействия изменением всех своих ко-

личественных характеристик, которое и называют его *трансформацией*. Она проявляется в изменении:

- абсолютной величины стока воды в речной системе и массы растворенных и взвешенных в воде веществ, что обычно сопровождается колебанием их средней годовой концентрации;
- режима стока воды и транспортируемых ею веществ, проявляющемся в увеличении либо уменьшении размаха внутригодовых и межгодовых колебаний характеристик стока, в смещении сроков наступления многоводных и маловодных фаз;
- состава растворенных и взвешенных веществ, т. е. в преобразовании вещественной структуры речной водной массы. Оно выражается в изменении соотношения концентраций минеральных и органических растворенных и взвешенных веществ, определяющих свойства и качество речной воды.

Причины трансформации стока могут быть природными и антропогенными, зональными и азональными.

**Зональная ландшафтная трансформация.** Природная внутризональная трансформация стока в речной системе характеризуется, во-первых, ступенчатым ростом объема главной водной массы и массы содержащихся в ней веществ по мере увеличения гидрографического порядка и водоносности главной реки в местах впадения в нее притоков. Поскольку в пределах одной природной зоны значения модулей стока воды  $m_b$ , наносов  $m_n$  и ионов  $m_{и}$  пространственно менее изменчивы, чем в регионах, расположенных в нескольких зонах, значения характеристик массы и расхода веществ в зональной реке возрастают вниз по течению пропорционально росту ее гидрографического порядка и площади ее водосбора.

Во-вторых, нарастание размаха внутригодовых колебаний гидрологических характеристик замедляется по мере увеличения водоносности реки вследствие распластывания распространяющихся вниз по реке волн половодья и паводков, а также неодновременности формирования максимальных расходов воды в реках разного порядка. Вследствие этого к низовьям зональной речной системы происходит все большее смещение момента, когда наступает экстремум значений характеристик стока, на все более поздние сроки.

В-третьих, в каждом пункте реки происходит однотипное изменение состава воды при смене различных по водности фаз стока, но продолжительность периода замещения новой водной массой вод предшествующей фазы увеличивается с ростом порядка зональной реки.

Эти три особенности внутризональной трансформации руслового стока могут иметь разную степень выраженности в различных природных зонах. На нее влияют, кроме того, размеры, а также форма русла и речной долины. Закономерность внутризональной трансформации стока нередко нарушается азональными геолого-гидрологическими факторами.

В полизональных реках, наряду с внутризональной трансформацией стока в пределах зоны формирования речной водной массы, наблюдается обычно более сильное изменение стока на участках русла, пересекающих соседние природные зоны. Направленность и степень выраженности межзональной трансформации стока в полизональной речной системе зависят, в первую очередь, от соотношения модулей стока воды в верхней и ниже расположенных природных зонах ее бассейна.

Наибольшее распространение имеют реки, формирующие сток в водообильной верхней зоне, в которой среднегодовое значение  $m_v$  намного превышает соответствующие показатели в нижележащих зонах, либо площадь водосбора реки в этой зоне существенно больше площади остальной части ее бассейна. Тогда верхняя зона является очагом формирования главной речной водной массы, расход которой на границе с соседней зоной составляет наибольшую часть расхода воды в устье рассматриваемого типа полизональной реки. В этом случае в нижележащих природных зонах река в основном сохраняет приобретенные в очаге своего формирования гидрологические особенности (внутри- и межгодовые колебания водного стока, генетического и вещественного состава главной водной массы). В нижележащих зонах эти особенности речного режима лишь несколько более заметно, чем при внутризональной трансформации, сглаживаются или усиливаются в результате процесса смешения с притоками существенно меньшей водоносности. Полизональные реки этого типа, например Волга, Амударья, Нил или Муррей, в своих низовьях сильно отличаются многоводностью, внутригодовым режимом и составом воды от местных рек пересекаемых ими природных зон. Подобные реки — азональное явление среди ландшафтов более засушливых зон, их нередко называют *рекой транзитного стока*.

Реже встречаются полизональные речные системы, в бассейне которых очагом формирования основной части стока служит территория не верхней, а промежуточной либо нижней природной зоны. В этом случае на участке главной реки, пересекающем очаг формирования стока, происходит сильная трансформация водного режима и состава первичных водных масс отдельных фаз стока, нарастающая все больше по мере впадения одного за другим крупнейших притоков реки, сформировавших свой сток в более водообильных нижних природных зонах.

Для того чтобы оценить степень трансформации стока реки в створе слияния с ней любого притока, можно воспользоваться формулой (1.1), приняв в качестве исходных данных значения площади водосбора главной реки выше этого створа и площади водосбора притока, средние значения модулей  $m_v$  и  $m_n$  за расчетный период (год, сезон, месяц) и преобразовав их в значения расхода и минерализации воды:



$$Q = m_{в}A \text{ и } \sum_{и} = m_{и}A/Qt, \quad (2.10)$$

где  $A$  — площадь водосбора;  $t$  — расчетный период, с.

**Азональная геолого-гидрологическая трансформация.** На зональную трансформацию речного стока нередко накладывается воздействие природных азональных геологических, гидрогеологических и гидрологических факторов трансформации речных водных масс. Первые из них наиболее заметны в локальном изменении водного и химического стока, а также его внутригодового режима в областях, где грунты состоят из карбонатных пород, подверженных интенсивным карстовым процессам. Они ведут к снижению стока вод склонового и почвенного генетических типов и росту стока вод грунтового типа. Это снижает суммарное испарение с поверхности таких областей, что увеличивает коэффициент стока и водоносность речной системы. Вследствие особенно интенсивной инфильтрации и выщелачивания ионов  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{Ca}$  и  $\text{Mg}$  подземные воды имеют повышенную минерализацию, а их аномально высокая доля в первичных речных водных массах обуславливает повышенную прозрачность и жесткость воды. Обильный и равномерный в течение года приток этих вод в реку сглаживает внутри- и межгодовые колебания ее водного и химического стока. Это явление особенно хорошо выражено в азональных реках с лоанским типом водного режима (см. табл. 2.4) в пустыне Атакама на севере Чили, на полуострове Юкатан в Мексике, на северо-восточном далматинском побережье Адриатического моря.

Другим ярким примером значимости геологического фактора азональной трансформации речного стока служат лессовые плато в бассейне р. Колорадо в штате Аризона (США), в бассейне р. Хуанхэ (Китай) с наивысшим в мире значением модуля стока наносов. На их территории формируется необычайно высокая нагрузка речных водных масс мелкодисперсными взвешьями, практически совсем не осаждающимися в мутном речном потоке.

Главным, сугубо гидрологическим азональным фактором трансформации речного стока служат часто встречающиеся в составе речных систем болота и озера — природные регуляторы стока. Их местоположение, как и структура самой речной сети, обусловлено взаимодействием геологических эндогенных и экзогенных процессов и процесса стока. Поэтому трансформация режима и состава речных водных масс водоемами, зависящая от особенностей строения гидрографической сети в речном бассейне, имеет азональный характер. По гидрографическому признаку реки делят на несколько типов (Е. В. Близняк, К. М. Овчинников, В. Д. Быков, 1945):

- реки с верховым регулированием, когда расположенные в верхней части бассейна озера и болота дают начало озерным и болотным рекам;

- реки сбросного типа, короткие, практически без бокового притока, по которым озерная вода стекает в другой водоем;
- реки с каскадным регулированием, когда они протекают последовательно через несколько водоемов;
- реки с периодическим низовым регулированием стока пойменными, иногда весьма обширными озерами.

Реки с верховым регулированием берут начало из болот или озер. Если эти водные объекты расположены на равнинном водоразделе или вблизи него, их водные массы формируются не на территории водосбора, а в самом водоеме из смешивающихся в нем вод различных генетических типов. Среди них доминируют атмосферные осадки, поэтому водная масса водоема однородна и особенно мало минерализованная, а в ионном составе возможно преобладание сульфатов и хлоридов атмосферного происхождения. Вода очень мягкая, с низким рН и высокой цветностью из-за неполного биохимического окисления специфической болотной растительности. В результате в слабопроточной воде накапливаются органические гуминовые и фульвокислоты, придающие ей темный буро-коричневый цвет, типичный для болот и дистрофических озер.

Вытекающие из них болотные и озерные реки отличаются зарегулированным стоком, что выражается в малых по амплитуде внутригодовых колебаниях расхода воды и характеристик ее качества (прозрачность, цветность, минерализация, жесткость, концентрация отдельных ионов). По мере движения водной массы по речному руслу ее расход и его внутри- и межгодовая изменчивость постепенно увеличиваются. Повышается концентрация взвешенных веществ из-за появления в их составе минеральных наносов, изменяется химический состав воды за счет рассредоточенного бокового притока склоновых, почвенных и грунтовых вод. Эти признаки зональной внутримассовой трансформации озерных или болотных вод постепенно усиливаются в русле реки, а в месте ее слияния с достаточно крупным незарегулированным притоком азональная река скачкообразно превращается, наконец, в зональную речную систему.

В высокогорных бассейнах формирующаяся талой водой в приледниковых озерах водная масса тоже мало минерализована, но бесцветна и еще более прозрачна. Питаемые ими горные реки при наличии в долине размываемых или легкорастворимых пород очень быстро трансформируются в мутный поток все более минерализованной речной воды. В отличие от озерных рек и рек перигляциальной зоны вытекающие из кратерных озер речки имеют, наоборот, азональную кислую (с  $\text{pH} < 2 - 3$ ) и иногда высоко минерализованную воду. Например, по данным С. М. Фазлуллина (1995), в р. Юрьева, стекающей с вулкана Эбеко на курильском острове Парамушир,  $\sum_{\text{и}} = 5,5$  г/л. Ионный сток с ее водосбора превышает

13 тыс. т/год при модуле водного стока  $100 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$  вследствие питания не только атмосферными осадками, но и обильными гидротермальными источниками. Трансформация состава происходит также вследствие растворения в таком специфическом генетическом типе воды фумарольных газов, а также вулканогенных сульфидсодержащих отложений.

Сбросные реки вытекают из озер или заболоченных областей, расположенных в средней или нижней части речной системы, и называются так потому, что из этих водных объектов стекает (сбрасывается) не испарившаяся с их поверхности вода, накапливающаяся в них благодаря стоку с вышележащей части водосбора. В гумидных зонах, где годовой слой осадков превышает слой испарения ( $x > z_0$ ), естественное регулирование увеличивает годовой сток воды, сильно сокращает сток наносов и уменьшает среднюю годовую минерализацию воды, стекающей из водного объекта в нижележащую часть речной системы.

В семиаридных и аридных зонах, где  $x < z_0$ , азональная трансформация стока при таком регулировании проявляется, наоборот, в сокращении ежегодного водного стока и увеличении средней годовой минерализации воды. Особенно сильна такая трансформация речного стока во внутритропических поясах, где в суммарном испарении главную роль играет транспирация затопляемых экваториальных лесов (среднее течение рек Амазонки и Конго) или папируса и другой болотной растительности (области Сэда на р. Нил или Пантанал на р. Парагвай).

Кроме того, в любой природной зоне озерное и болотное регулирование ведет к сглаживанию внутри- и межгодовых колебаний стока и концентрации в воде растворенных и взвешенных веществ. Сокращение размаха этих колебаний обратно пропорционально *водной нагрузке озера*, равной толщине среднегодового слоя  $v = V/F$  притекающей с водосбора воды ( $V$  — объем воды,  $F$  — площадь водоема). Таким образом, чем больше площадь регулятора и, следовательно, меньше в нем размах колебания уровня воды, тем стабильнее расход в вытекающей реке. Трансформация же состава воды в большей степени определяется структурой водной экосистемы водоема-регулятора, зависящей от интенсивности его водообмена, т. е. от коэффициента  $K_b = V/W$  ( $W$  — объем водоема), поскольку образующиеся в нем озерные водные массы, в отличие от исходных речных, стратифицированы, что существенно увеличивает самоочищающую способность водной экосистемы.

В водоемах выше, чем в реках, биологическая продуктивность, поэтому интенсивнее и биохимическое разложение органических веществ, в котором используется кислород, образующийся при фотосинтезе водных растений. В озерных экосистемах происходит осаждение даже мелких фракций минеральных взвешенных веществ вместе с сорбируемыми на них фосфатами, ионами тя-

желых металлов и других загрязняющих воду веществ. Перечисленные процессы приводят к сильной внутримассовой трансформации состава речных водных масс, превращающихся в ОВМ водоема. Она тем больше, чем медленней водообмен в водоеме и продолжительней время озерной трансформации водных масс. Даже если в сильно эвтрофном водоеме деструкция органических веществ превышает их продукцию, водная экосистема активно очищается от аллохтонных органических веществ. Но в вытекающей из водоема реке увеличивается содержание автохтонных органических взвешенных веществ, численность и биомасса фито- и зоопланктона, что увеличивает мутность воды.

Реки с каскадным регулированием, т.е. реки, протекающие через цепочку озер, подвергаются такой же азональной озерной трансформации стока, как и сбросные реки. Трансформация всем каскадом озер нарастает скачкообразно от одной его ступени к другой и может быть оценена через суммарную площадь и суммарный объем водоемов каскада.

Реки с периодическим низовым регулированием стока имеют обычно большой сток наносов, оседающих в виде аллювиальных отложений в приустьевой части речной системы вследствие все большего в течение времени выполаживания продольного уклона русла. В многоводные фазы водного режима в низовьях таких рек из-за прорыва прирусловых валов образуются обширные районы затопления поймы и прилегающих неглубоких озерных котловин. Вследствие этого сокращается водный и химический сток, и особенно сильно сток наносов в устьевом створе главной реки. В меженные периоды уровень воды в главном русле или его протоках понижается, и не успевшие испариться в затопленных районах речные воды стекают обратно в речное русло, увеличивая меженный сток и его загрязненность смываемыми с поймы биогенными, органическими и минеральными растворенными веществами. В долине р. Янцзы такую роль временных регуляторов ее стока играют крупнейшие озера Китая — Дунтинху, Поянху и Тайху — на правом берегу и многочисленные озера меньшего размера на левом берегу нижнего течения реки, в низовьях р. Меконг — оз. Сап на правом берегу, в низовьях р. Евфрат — оз. Эль-Хаммар на Месопотамской низменности.

**Антропогенная трансформация стока.** Она представляет собой гидрологические последствия хозяйственного освоения территорий их водосборов. Наиболее пространственно масштабно сельскохозяйственное преобразование лесных и степных ландшафтов вследствие вырубки лесов, осушительной мелиорации и распашки целинных земель. При избыточном и достаточном увлажнении водосборов такое землепользование увеличивает водный сток наименее хозяйственно ценной склоновой его составляющей, что ведет к росту модуля стока наносов, биогенных и органических веществ. Увели-

чение этой очень изменчивой составляющей стока в многоводные годы вызывает нарастающую частоту и все большие размеры наводнений в пределах пойменных территорий речных долин.

Одновременно сокращается интенсивность инфильтрации и величина подземного питания рек, снижается в них расход воды в летнюю и зимнюю межень. Интенсивность склонового стока несколько уменьшается с полевых угодий при осуществлении водозадерживающих агротехнических мероприятий, что частично компенсируется увеличением подземной составляющей стока. Но одновременно с таких полей усиливается сдувание снега в речную сеть, что увеличивает талый сток в половодье (Н. И. Коронкевич, 1995).

Таким образом, рост площади пахотных земель **усиливает экологически неблагоприятную природную внутригодовую изменчивость водного стока и всех вещественных его составляющих**. Увеличиваются при этом и колебания концентрации растворенных и взвешенных в речных водных массах веществ.

Оросительная мелиорация земель при их недостаточном увлажнении, наоборот, снижает речной сток, поскольку до 90 % воды, забранной для этого из речной системы, расходуется на физическое испарение и транспирацию культивируемых растений. Оросительные нормы расхода воды зависят не только от почвенно-климатических особенностей природных зон. Они сильно изменяются в годы засухи, существенно зависят, кроме того, от региональных традиций земледелия и совершенствующейся техники водораспределения и полива сельскохозяйственных растений. О величине сильно усредненного удельного ирригационного водозабора можно судить, например, по статистическим данным, из которых следует, что на орошаемых землях в СССР в 1980 г. (16,7 млн га) расходовалось в среднем более  $1,3 \text{ млн м}^3 / (\text{км}^2 \cdot \text{год})$  воды.

Оросительная мелиорация в большинстве речных бассейнов заметно снижает зональный коэффициент стока и **увеличивает внутригодовую неравномерность руслового стока** из-за его снижения в летнюю межень. Этого увеличения неравномерности стока не наблюдается лишь в полизональных реках с ледниковым питанием кавказского типа (GxEy-gxeу, табл. 2.4) и с дождевым летним половодьем меконгского (Rey-Rey) или амурского (RxE-RxEy) типа водного режима, имеющих летний максимум стока.

В качестве косвенных показателей интенсивности антропогенной нагрузки на речную систему используют следующие показатели:

- численность населения ее водосбора;
- площадь орошаемых земель;
- среднегодовой *водозабор*, т. е. отбор воды из рек, водоемов и подземных водоносных слоев, называемых *водоисточниками*;
- сброс сточных вод, т. е. общее количество сбрасываемых в объекты гидрографической сети, которые называют *водоприемниками*.

Эти показатели более информативны, если отнесены к величине динамических, ежегодно возобновляющихся водных ресурсов речной системы (Н. И. Коронкевич, 1995). При этом важно учитывать и состав загрязняющих веществ, образующихся при том или ином использовании воды, степень очистки сточных вод. От этого зависит необходимая кратность последующего их разбавления в водоприемнике незагрязненной речной или озерной водными массами до *предельно допустимой концентрации* (ПДК) в них экологически вредных веществ.

Эти интегральные показатели антропогенной нагрузки пригодны лишь для сравнительной оценки воздействия общества на экосистемы тех или иных речных бассейнов. Но они не отражают степень локальной трансформации стока на отдельных участках гидрографической сети. Особенно значительна такая трансформация в *очаге антропогенного изменения стока*, где осуществляется *водозабор*, т. е. изъятие воды из водного объекта на хозяйственные нужды и, следовательно, сокращение водного стока и стока растворенных и взвешенных в воде веществ, пропорциональное их *фоновой концентрации* в изъятном объеме воды. В большинстве случаев в тот же участок гидросети, несколькими километрами ниже по течению (в тот же очаг трансформации), производится сброс *сточных вод*, т. е. неиспарившейся части воды в процессе ее использования, которая имеет измененную концентрацию веществ и нередко их видоизмененный состав.

Не косвенным, а непосредственным *объективным показателем нагрузки* водной экосистемы конкретными компонентами состава воды служит масса взвешенного или растворенного вещества, увеличивающая его фоновую концентрацию в очаге трансформации речной или озерной водной массы, либо вещества, отсутствующего в ней за пределами данного очага.

Во всех природных зонах, кроме аридных районов развития ирригации, наиболее сильно проявляется локальная антропогенная трансформация стока в урбанизированных регионах, где особенно велика плотность населения. Здесь водозабор осуществляется гидросооружениями водопроводных систем, снабжающих водой население, коммунальное хозяйство, промышленность, тепловые и атомные электростанции. Наиболее надежный (по стабильности количества и качества воды) гидрогеологический источник водоснабжения способен обеспечить водопотребление лишь в малых и среднего размера населенных пунктах из-за очень замедленного водообмена в водоносных слоях грунтовой толщи.

Крупные города с населением свыше нескольких сотен тысяч жителей и особо водоемкие промышленные и энергетические предприятия обеспечиваются централизованным питьевым и техническим водоснабжением из *поверхностных водоисточников* — озер, больших рек, водохранилищ. Удельное водопотребление в

крупных городах мира варьирует от 140 до 1100 л/сут на одного жителя, составляя в среднем примерно 400 л/(сут · жит.). Норма бытового водопотребления, соответствующая уровню комфорта в конце XX в. в развитых странах, — 150—120 л/(сут · жит.), а кратность ее превышения в городах определяется в основном наличием водоемких отраслей промышленности: химической, целлюлозно-бумажной, металлургической и т.д., а также потерь воды из водопроводных сетей. Удельное водопотребление при производстве электроэнергии на современных ТЭС составляет в среднем  $3,5 \text{ м}^3/(\text{сут} \cdot \text{кВт})$  и до  $7 \text{ м}^3/(\text{сут} \cdot \text{кВт})$  на АЭС, т.е. достигает  $100 \text{ м}^3/\text{с}$  и более на мощных электростанциях при прямоточной системе охлаждения теплоносителей.

В отличие от сельскохозяйственных территорий, где водопотребление имеет ярко выраженную сезонную неравномерность с максимумом в летнюю межень, а потери воды на испарение составляют в среднем 80 % изъятого из водоисточника ее объема, водозабор для урбанизированных территорий, во-первых, относительно равномерен в течение года. Например, отклонение среднемесячного водопотребления в г. Москве от среднегодового значения составляет лишь  $\pm 3—4 \%$ . Во-вторых, потери на испарение составляют для урбанизированных территорий в среднем 10 %, а 90 % использованной воды возвращается в гидрографическую сеть как сточные воды.

Имеется несколько генетических типов сточных вод, различных по составу и степени экологической опасности.

Воды коллекторно-дренажной сети (КДС) ирригационных систем имеют высокую минерализацию (5—20 г/л) за счет ионов легко растворимых хлоридных и сульфатных солей, содержат биогенные вещества вносимых удобрений и ядохимикаты (*пестициды*), применяемые для удаления листвы (*дефолианты*), защиты культурных растений от сорняков (*гербициды*), насекомых (*инсектициды*) и др. Эти синтетические хлор- и фосфорсодержащие токсичные вещества способны к *биоаккумуляции*, поэтому они вредны для здоровья человека и полезных организмов. Загрязнение водами КДС речной водной массы в водоприемнике периодически (в основном только в оросительный период). Оно тем сильнее в очаге ее трансформации, чем больше доля ирригационного водозабора от расхода воды в реке.

Шахтные, рудничные, карьерные сточные воды состоят из подземных, атмосферных, поверхностных вод (если при добыче породы используется гидромеханизация), насыщенных минеральными веществами. Поэтому эти сточные воды, откачиваемые в водоприемник, имеют обычно повышенную минерализацию, мутность и концентрацию тяжелых металлов, а также нефтепродуктов. Их сброс относительно равномерен в течение года и поэтому наиболее велико загрязнение ими меженных речных водных масс.

Промышленные сточные воды очень разнообразны по составу, концентрации загрязняющих веществ и их токсичности, по степени своей очистки предприятиями металлургической, нефтехимической, текстильной, целлюлозно-бумажной, пищевой промышленности. В отличие от шахтных и металлургических сточные воды большинства других отраслей промышленности содержат в своем составе разнородные органические вещества. Сброс промышленных сточных вод также достаточно равномерен в течение года.

Городские сточные воды канализационных систем (КС) состоят в большинстве случаев из смеси бытовых, коммунальных и промышленных сточных вод, поэтому они особенно сильно насыщены растворенными и взвешенными органическими веществами, синтетическими моющими средствами, хлористым натрием. В результате механической и биохимической очистки этих вод на муниципальных станциях аэрации в воде сильно снижается содержание органических веществ, вследствие чего органические формы азота и фосфора почти полностью преобразуются в аэротенках в минеральные биогенные вещества.

Ливневые сточные воды с городских и промышленных территорий имеют высокий коэффициент стока из-за большой доли территорий с водонепроницаемой поверхностью (дорожные покрытия, крыши зданий) и сети ливнесборных коллекторов. Они формируются периодически (во время дождей, снеготаяния, смыва мусора с тротуаров и дорог, при тушении пожаров) и отличаются большой мутностью, насыщенностью нефтепродуктами, реагентами, используемыми для борьбы с гололедом.

В водоприемнике у места выпуска сточных вод образуется, как правило, *зона токсикации фонового биоценоза*. В ней одни виды гидробионтов гибнут, а другие (сапрофиты) бурно развиваются, разлагая органические вещества, снижая их токсичность, но одновременно расходуя на это содержащийся в воде кислород, еще более ухудшая при этом *органолептические характеристики* качества воды (ее вкус, запах, нередко цвет). По периферии этой зоны, в которой происходит первичная переработка даже очищенных сточных вод экосистемой водоприемника, образуется более обширная *зона эвтрофикации фонового биоценоза*. В ней благодаря еще большему, чем в первой зоне, разбавлению фоновой водной массой уже частично трансформированных сточных вод и еще больше обогатившихся биогенными веществами — продуктами разложения органики — бурно развиваются организмы фито-, зоо- и бактериопланктона. Рост их биомассы увеличивает мутность воды, но при этом вода очень интенсивно насыщается фотосинтетическим  $O_2$ . Увеличивается интенсивность соосаждения ионов фосфора, тяжелых металлов, нефтепродуктов с биогенными взвесями (пеллетами, выделяемыми беспозвоночными — фильтраторами). Аэробными бактериями завершается окисление антропоген-



ных органических веществ, что восстанавливает природные органолептические свойства воды.

В результате этих основных процессов самоочищения водной экосистемы на внешней периферии зоны эвтрофикации состав и концентрация химических веществ, биомасса и состав гидробионтов становятся подобными фоновому экологическому состоянию водной массы реки, озера или иного водоприемника.

Под ледяным покровом на замерзающих зимой локально загрязняемых водных объектах восстановление нормального функционирования водной экосистемы сильно замедляется из-за недостатка света для фотосинтеза водных растений. Поэтому зона токсикации расширяется, превращаясь в обширную *зону замора*, где из-за дефицита  $O_2$  гибнут рыбы и другие водные организмы.

Все перечисленные сточные воды, кроме ливневых вод и вод КДС, имеют температуру, отличную от фоновой температуры воды в водоприемнике. Особенно велико отепляющее воздействие на водную экосистему сброса большого количества сточных вод ТЭС и АЭС, образующих на замерзающих водных объектах зимой большие полыньи. *Инвазия* (поглощение) атмосферного кислорода водой в них интенсифицирует процессы ее самоочищения и предотвращает возникновение зимних заморов. Летом повышение температуры в водоприемнике вследствие смешения его водной массы с более теплыми сточными водами, наоборот, усиливает *связию* (выделение) кислорода в атмосферу, что неблагоприятно для жизнедеятельности гидробионтов и самоочищения воды.

Таким образом, локальными очагами азональной антропогенной трансформации речного стока служат большие массивы орошаемых земель, крупные города, центры добычи полезных ископаемых, крупнейшие ТЭС и АЭС. В речном створе выше водозабора каждого такого очага фоновые характеристики стока отражают условия его формирования на всей вышележащей территории зонального или полизонального речного водосбора. Ниже этого створа расположена часть реки с трансформированным стоком, состоящая из трех участков:

1) в е р х н и й, в пределах очага трансформации, в котором речная водная масса имеет уменьшенный расход в течение всего года (или только в межень при ирригации), а состав растворенных и взвешенных веществ близкий к фоновому;

2) ц е н т р а л ь н ы й, расположенный ниже створа выпуска сточных вод, где трансформация состава и режима стока сначала максимальна вследствие смешения сточных вод с речной водной массой, а затем постепенно уменьшается благодаря самоочищению и разбавлению поступающими в этот участок водами бокового притока. Таким образом, центральный участок очага заполнен речной *трансформированной водной массой* (ТВМ). Его нижней границей можно считать створ, в котором суммарный расход бо-

кового притока достигает величины фонового расхода на верхней границе очага локальной трансформации стока реки;

3) н и ж н и й участок восстановления природного стока реки, в пределах которого происходит 12—15-кратное разбавление загрязненных вод (А. Б. Авакян, В. М. Широков, 1990) и завершается самоочищение сточных вод в пределах уже обновленной на 50 % и более боковым притоком речной водной массы.

Совершенно очевидно, что протяженность этих участков и их суммарная длина у одного и того же очага трансформации могут сильно варьировать в разные фазы водного режима в годы различной водности. Для примера приведем оценку протяженности части верхнего течения Днепра ( $Q \approx 130 \text{ м}^3/\text{с}$ ), занятой загрязненной летней речной водной массой. Очагом ее трансформации служит г. Могилев (более 300 тыс. жит.). На расстоянии около 100 км ниже створа выпуска сточных вод городской КС наблюдалось в зоне эвтрофикации сначала нарастание вниз по течению в дневные часы концентрации  $\text{O}_2$  до значений, намного превышающих равновесную его концентрацию с атмосферой. Одновременно росли и суточные колебания его содержания в воде. К концу исследуемого речного участка по мере самоочищения речной водной массы эти колебания в ней затухали и концентрация  $\text{O}_2$  все более приближалась к равновесной.

**Техногенное регулирование речного стока.** В отличие от рассмотренной выше экологически негативной антропогенной трансформации речного стока — следствия разнообразной хозяйственной деятельности на территории речных водосборов — это регулирование направлено на минимизацию ущерба от речных наводнений, водозабора и сброса сточных вод различными отраслями хозяйства, на повышение надежности его энерго- и водоснабжения. Регулирование осуществляется гидроузлами водохранилищ и прудами преимущественно сельскохозяйственного, рыбохозяйственного или рекреационного водопользования. Назначение сооружаемых водоемов — накопление водных ресурсов в многоводные фазы стока для увеличения водности зарегулированных рек в остальную часть года.

Оптимальный режим регулирования стока каждым техногенным водоемом разрабатывается в его проекте с учетом гидрологических особенностей многолетних колебаний стока реки, требований водного хозяйства и прогнозируемых экологических последствий сооружения гидроузла и образуемого им водоема. В проекте определяется вид регулирования стока — многолетнее, сезонное или еще менее глубокое периодическое либо эпизодическое регулирование. Чем глубже, т. е. сильнее регулирование стока, тем больше размах колебаний объема, площади и уровня воды в водохранилище, являющемся *верхним бьефом гидроузла*, больше внутригодовое перераспределение стока воды и изменение режима коле-

баний расхода и уровня воды в его нижнем бьефе. Прошедший технико-экономическую и экологическую экспертизу гидротехнический проект реализуется, превращаясь в период строительства гидроузла и его последующей эксплуатации в объект сильной *техногенной трансформации речного стока*.

Выделяют три стадии трансформации:

1. **Строительная** — с начала строительства гидроузла до перекрытия речного русла, когда в реке резко возрастает мутность воды в меженные периоды вследствие строительных работ в створе плотины (особенно в случае ее возведения с применением гидромеханизации), а также работ по подготовке ложа будущего водоема к затоплению.

2. **Формирование экосистемы** — с момента перекрытия реки до окончания сооружения гидроузла и первых нескольких лет существования водохранилища, в течение которых формируется структура его экосистемы. Эта стадия характеризуется:

сокращенным речным стоком вследствие накопления стационарных и динамических водных ресурсов в водохранилище, в грунтах его побережья и ложа;

выщелачиванием из них водой легко растворимых солей, органических и биогенных веществ;

перестройкой структуры *реофильного* (речного) и пойменного биоценоза в *лимнофильный* (озерный) биоценоз.

В возникшем водоеме эти процессы проявляются в замедлении водообмена, формировании гидрологической структуры водохранилища, в увеличении минерализации воды и содержания в ней биогенных и органических веществ — продуктов деструкции почвенно-растительного покрова затопленных земель. Это сопровождается вспышкой биологической продуктивности водоема, вызывающей пересыщение поверхностного трофогенного слоя воды кислородом и дефицит его в придонном слое, увеличением плодородности и численности рыб.

3. **Стабильная** экосистемы водохранилища, которая наступает спустя несколько лет после завершения наполнения водой водохранилища. Интенсивность процессов трансформации речного стока, свойственных естественным водным экосистемам, устанавливается на трофическом уровне, соответствующем антропогенной химической нагрузке созданного водоема и питающей его речной системы. При умеренной нагрузке экосистема водохранилища может стать мезотрофной, а при ее отсутствии — даже олиготрофной. Столь заметное снижение трофии водохранилищной экосистемы после первых лет ее существования отмечено, например, в Усть-Илимском водохранилище в Сибири, в канадском водохранилище Ла-Гранд-2 в лесотундре на полуострове Лабрадор и даже в водохранилище Кариба на р. Замбези в субэкваториальной Африке.

Как и в рассмотренных выше очагах антропогенной трансформации стока, на зарегулированной реке имеются те же три участка: верхний (им служит акватория водохранилища или пруда), центральный (русло реки в нижнем бьефе гидроузла) и нижний участок восстановления режима речного стока. Однако трансформационные процессы в них имеют свою специфику.

В верхнем участке в результате замедления водообмена возникает сложная гидрологическая структура водохранилища, представляющая собой сочетание разнородных речных водных масс (первичных) и образующейся при их смешении основной водной массы (ОВМ) водоема. Эта структура, сложность которой определяется числом водных масс, находящихся одновременно в том или ином водохранилище, усложняется, кроме того, расслоением водной толщи ОВМ по температуре, минерализации, плотности, содержанию растворенных газов и веществ, составу и биомассе планктонных организмов. Контрастность этой структуры зависит от соотношения объема водных масс и объема воды во фронтальных зонах, которые находятся между этими водными массами. Во фронтальных зонах происходит наиболее интенсивное перемешивание и формирование летней и зимней модификаций ОВМ водохранилища. Чем меньше объем фронтальных зон, тем более контрастна гидрологическая структура, тем ярче выражены фронтальные зоны по очень большим горизонтальным и вертикальным градиентам характеристик состава и свойств воды.

Экспериментально, путем математического моделирования [14] установлено, что наиболее сложная гидрологическая структура свойственна долинным водохранилищам многолетнего регулирования речного стока, в которых среднее время пребывания воды (период водообмена) составляет примерно полгода, а коэффициент водообмена  $K_v = 2$ . При большем значении  $K_v$  увеличивается площадь акватории в проточном водохранилище, которую занимают речные водные массы (РВМ) в течение большей части года, поэтому гидрологическая структура мало отличается по сложности от речной экосистемы. А в наименее проточных и больших по объему водохранилищах, наоборот, ОВМ становится такой же крупной, как в слабопроточных озерах. В таких водохранилищах размеры РВМ относительно невелики, что упрощает гидрологическую структуру техногенного водоема.

Одновременно с усложненной гидрологической структурой долинные водохранилища характеризуются и наибольшей, в сравнении с реками и озерами, способностью к самоочищению находящейся в них воды от загрязняющих веществ. Эта особенность их экосистемы проявляется, в первую очередь, в том, что годовая деструкция органических веществ в водохранилище больше, чем величина первичной продукции. Она создается в процессе фотосинтеза водорослей, обеспечивающего превращение солнечной

энергии в энергию биохимических процессов сначала образования органических веществ клеток фитопланктона, фитобентоса и макрофитов, затем их деструкции с участием бактерий. Они разлагают не только автохтонные органические соединения детрита (отмирающих клеток планктона), но и содержащиеся в водоеме антропогенные загрязняющие воду вещества. Причем, чем больше нагрузка экосистемы водохранилища такими веществами, тем более активно протекают в ней процессы самоочищения.

Показателем самоочищения экосистемы водохранилища от того или иного вещества, поступающего в нее с водосбора в составе РВМ, а также склонового ливневого стока или сточных вод служит *коэффициент удержания массы вещества*, который рассчитывается так:

$$k_M = \frac{M_V - M_Q}{M_V}, \quad (2.11)$$

где  $M_V$  и  $M_Q$  — масса какого-либо вещества, поступающая в водохранилище, и масса, сбрасываемая в составе ОВМ в нижний бьеф гидроузла.

Расчеты, выполненные для 129 наиболее хорошо экологически изученных озер и 46 водохранилищ мира (К. К. Эдельштейн, Ю. С. Даценко, 1998), показали:

- значение коэффициента удержания фосфора экосистемами водоемов суши пропорционально среднегодовым значениям их фосфорной нагрузки и периода водообмена;
- среднее значение этого коэффициента для озер не более 66 %, а в долинных водохранилищах составляет 76 %, достигая в некоторых из них 80 — 90 %.

Заметно большее самоочищение экосистем долинных водохранилищ, чем рек и озер, от веществ, способных сорбироваться на поверхности взвешенных в воде частиц — радионуклидов, ионов тяжелых металлов, нефтепродуктов, пестицидов, минерального фосфора и других загрязняющих веществ объясняется двумя причинами:

- дополнительным поступлением в водные массы глинистого мелкодисперсного материала вследствие абразионного переформирования берегов в водохранилищах;
- обилием планктонного и бентосного сообщества беспозвоночных — водных рачков и моллюсков-фильтраторов.

Поэтому в водохранилищах процессы седиментации, биоседиментации взвеси и соосаждения с ней сорбированных веществ на дно проходят интенсивнее. Это ведет к захоронению антропогенных загрязняющих веществ в донных отложениях. Вторичное загрязнение ими водных масс возможно только в случае возникновения анаэробных условий в придонном слое водохранилища, когда содержание  $O_2$  в нем падает до нуля.

Но именно из-за процессов абразии и развития фитопланктона в речных и основной водных массах водохранилища происходит частичное замещение *аллохтонных взвешенных веществ*, поступающих в него с водосбора; *автохтонными взвесями*. Они образуются внутриводоемными процессами, а также при взмучивании донных отложений на мелководьях при ветроволновом перемешивании воды. Поэтому применение формулы (2.11) для оценки наносоудерживающей способности водохранилищ не корректно. Для этой цели следует использовать зависимость, полученную Б. И. Новиковым (1987) в результате анализа структуры донных отложений и седиментационных балансов крупнейших водохранилищ России и Украины:

$$k_n = 99,6 - 2,32K_n, \quad (2.12)$$

где  $k_n$  — коэффициент удержания речных наносов (в % от массы поступающих в водоем наносов в среднем за год), характеризующий наносоудерживающую способность водохранилища;  $K_n$  — коэффициент средней годовой проточности, вычисляемый по формуле (2.8).

При известном значении среднего годового стока наносов с водосбора водохранилища с помощью формулы (2.12) можно приблизительно оценить скорость заиления водоема вследствие трансформации им стока речных наносов.

В водохранилищах происходит осветление воды не только благодаря осаждению аллохтонных и значительной части автохтонных взвесей, но и вследствие процесса фотохимического обесцвечивания окрашенных растворенных органических веществ (гуминовых и фульвокислот) поглощаемым ими солнечным светом. Поэтому чем больше время пребывания речной воды в водоемах, тем сильнее процесс трансформации неконсервативных компонент ее вещественного состава.

В водохранилищах аридных природных зон, где индекс сухости  $\varepsilon > 1$  из-за интенсивного испарения с акватории водохранилищ, не восполняемого атмосферными осадками, возрастает концентрация консервативных компонентов химического состава воды и ее минерализация. О величине такой концентрационной трансформации химического стока в водохранилище можно судить, оценив среднюю минерализацию в его основной водной массе  $\sum_{иQ}$  (мг/л), сбрасываемой через гидроузел в его нижний бьеф:

$$\sum_{иQ} = \frac{M_V}{V + P - E}, \quad (2.13)$$

где  $M_V$  — средняя годовая масса ионного притока в водохранилище с его водосбора, т/год;  $V$ ,  $P$  и  $E$  — соответственно приток воды, осадки и испарение — составляющие среднего многолетнего водного баланса водоема, м<sup>3</sup>/год.

В центральном участке очага трансформации зарегулированной реки, т. е. в ее русле в пределах нижнего бьефа гидроузла, нарушение речного стока проявляется в изменении:

- годовой величины водного, химического стока и стока наносов;
- внутригодового режима температуры воды и характеристик всех компонентов стока;
- вещественного состава речного стока.

Степень изменения стока здесь тем больше, чем более глубокое его регулирование осуществляется водохранилищем. Благодаря процессам самоочищения воды в водохранилищах и прудах, регулирующих сток загрязненных рек, при достаточно длительном периоде водообмена водоема концентрация загрязняющих антропогенных веществ в нем снижается настолько, что обычно они не обнаруживаются при химическом анализе воды, отобранной в нижнем бьефе гидроузла.

Снижение стока реки в нижнем бьефе плотины водохранилища или пруда определяется не только рассмотренными выше внутриводоемными процессами — испарением в аридных зонах, седиментацией взвесей и соосаждением с ними растворенных неконсервативных веществ и их деструкцией. К этим процессам добавляется изъятие воды на хозяйственные нужды (иригацию, водоснабжение, в судоходные и другие каналы).

Диспетчерский график использования водных ресурсов техногенного водоема определяет и трансформацию водного режима реки в нижнем бьефе плотины. Тем не менее расход воды, сбрасываемой из водохранилища многолетнего регулирования в половодье, когда заполняют его полезный объем  $W_n$ , обычно сокращают до санитарного минимума, достаточного для сохранения экологически и эстетически благоприятного уровня воды и скорости ее течения в речном русле. Для восполнения динамических водных ресурсов в водохранилищах сезонного регулирования стока аккумулируется лишь часть объема половодья, равная  $W_n$ , а остальная вода в виде *холостого сброса через гидроузел* поступает в речное русло, формируя в нем «срезанную» волну половодья. Ее высота не должна превышать отметки русловой бровки. Но в исключительно многоводные годы сброс воды в нижний бьеф может достигать максимального расхода, соответствующего расчетной пропускной способности водосбросов и водоводов гидроузла. Тогда возможно кратковременное затопление поймы нижнего бьефа, называемое *техногенным наводнением*.

В периоды межени расход воды, сбрасываемой из водоемов многолетнего и сезонного регулирования стока, существенно больше, чем расход воды в реках, питающих водохранилища. В нижнем бьефе крупных гидроэнергетических узлов расход воды резко увеличивают в отдельные короткие промежутки времени (часы,

сутки) для обеспечения работы турбин ГЭС, что ведет к возникновению волн попусков. Они достигают иногда высоты 2—3 м, но не превышают, как правило, высоты русловой бровки.

Изменение внутrigодового режима реки на этом участке определяется тем, что в нижний бьеф в течение всего года из водоема сбрасывается преимущественно его основная водная масса. В половодье сначала в реку поступает вода водохранилища предшествующей фазы его режима, например в весеннее половодье — зимняя модификация ОВМ. И только в конце половодья из водохранилища сезонного регулирования стока начинают сбрасывать транзитом прошедшую через него весеннюю РВМ. Аналогичное явление возможно и в нижнем бьефе водохранилища многолетнего регулирования стока, но только в исключительно многоводные весны.

В летний и зимний периоды стратификации относительно глубоких водохранилищ обычно сброс воды производят через глубокие водоводы ГЭС. При небольших расходах воды возникает явление *селективного сброса*, при котором из водоема стекает вода гипolimниона. При увеличении расхода через водовод возможно формирование в верхнем бьефе локальной зоны вертикального перемешивания воды вплоть до ее поверхности. В этом случае наблюдается явление *интегрального сброса*, при котором состав сбрасываемой воды имеет характеристики качества, соответствующие их осредненным значениям от поверхности до горизонта водоотбора из приплотинного участка в верхнем бьефе гидроузла.

Если сток воды из пруда происходит из поверхностного слоя, то в периоды стратификации водной массы в пруду сброс воды селективен (как и в реке, вытекающей из стратифицированного озера).

Эти два явления, возникающие при сбросе воды из техногенных водоемов, определяют изменение свойств и качества воды в русле нижнего бьефа плотины. В период половодья вода здесь более минерализована, прозрачна и холодна, чем в РВМ, втекающей в водоем. Эти особенности сбрасываемой воды сохраняются и в период летней стратификации при селективном глубинном сбросе из водохранилища. При интегральном или селективном поверхностном сбросе вода в нижнем бьефе менее минерализована и прозрачна, чем в реке, в основном вследствие большего содержания взвешенных органических веществ (лимнофильного фитопланктона). Осенью и зимой сбрасываемая из водоемов вода теплее, чем в реках, что задерживает формирование ледостава в нижнем бьефе. В полынье ниже гидроузлов происходит полное насыщение воды кислородом, чем предотвращается явление замора не только в этом центральном участке трансформации, но и на расположенном ниже участке восстановления речного стока.



По мере удаления от гидроузла по речному руслу ОВМ водохранилища трансформируется, теряя свои лимнические особенности. Вследствие тепло- и массообмена речного потока с атмосферой изменяется не только содержание  $O_2$ , но и температура воды. Вследствие русловой эрозии поток вновь постепенно насыщается речными наносами, а также смешивается с РВМ бокового притока. В замыкающем центральный участок створе, где его расход становится соизмерим с удвоенным расходом сброса, можно считать, что в речном русле происходит превращение водохранилищной ОВМ в трансформированную ею речную водную массу (ТВМ), очагом формирования которой служит часть бассейна речной системы, расположенная ниже створа гидроузла.

На нижнем участке техногенного очага трансформации речной воды завершается восстановление речного стока, измененного регулированием, так же, как и в других очагах антропогенной трансформации стока.

Расчеты показывают, что имеющиеся на 200 реках России более 300 водохранилищ крупного и среднего объема преобразовали сток в русловой сети страны, суммарная протяженность трансформированных участков которой составляет 33,5 тыс. км. Это несколько меньше 3 % общей длины российских рек (без учета рек, длиной менее 10 км). Суммарная длина верхних участков техногенной трансформации стока — 15 тыс. км, а центральных несколько больше — 18,5 тыс. км. Большая часть этих участков речной сети расположена в урбанизированных, промышленно и сельскохозяйственно освоенных речных бассейнах, где антропогенная нагрузка на их ландшафты и водные объекты особенно велика. Водоохранилища и пруды в таких регионах выполняют исключительно важную водоохранную роль, предотвращая экологическую деградацию речных систем.

Одновременно водохранилища защищают от загрязняющих веществ и земельные угодья в пойме нижнего бьефа гидроузла. При его отсутствии на загрязненной реке отлагающиеся в плесовых ложинах русла техногенные вещества выносились бы на пойму в высокое половодье. Их накопление в луговой растительности, а затем и в продуктах животноводства влияло бы на здоровье населения. Увеличение полноводности рек в летнюю межень и удлинение многолетних периодов, в которые не происходит затопления пойм ниже гидроузлов, позволяет здесь создать (при грамотном мелиоративном обустройстве территорий в преобразованных речных системах) наиболее продуктивное земледелие.

Наибольшую опасность для преобразованных речных систем может создать критическая химическая нагрузка, с которой не справляется биота водохранилища. В этом случае наступает *гипертрофия водной экосистемы*, проявляющаяся в избыточном развитии плохо усваиваемых зоопланктоном видов фитопланктона.

Вследствие этого сокращается численность водных беспозвоночных, в зоопланктоне начинают доминировать мелкие коловратки, создаются предпосылки ухудшения питания рыб и деградации ихтиоценоза. Бактериальная флора уже не справляется с минерализацией аллохтонного и все нарастающей массой автохтонного органического вещества. Органическая взвесь вызывает увеличение мутности воды, интенсификацию заиления водохранилища, рост придонного дефицита  $O_2$ , появление в воде озерных газов и негативных изменений органолептических характеристик воды. Для предотвращения этих экологически опасных явлений недостаточно существующих общеизвестных водоохранных мероприятий. Появилась необходимость экологической реконструкции водохранилищ, которая позволяет без нарушения диспетчерских правил регулирования стока гидроузлом увеличивать самоочищающую способность водных экосистем зарегулированных участков рек. В частности, она может быть осуществлена путем выделения водоохранных секций с регулируемым водообменом в уже эксплуатируемых водохранилищах [15].

### КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ БАЗА ГИДРОЛОГИИ МАТЕРИКОВ

#### 3.1. История создания Атласа мирового водного баланса

В основе современных представлений о гидрологических особенностях континентальных водных объектов Земли, их водосборов, природных зон и каждого из шести материков лежат данные регулярных многолетних гидрометеорологических наблюдений на сети водомерных постов и гидрометрических речных створов, гидрометеорологических станций и обсерваторий, а также еще более густой сети метеорологических станций. Наиболее интенсивно гидрометеорологическая сеть стала формироваться в последней четверти XIX в. сначала в наиболее густонаселенных и экономически развитых странах, а в первые десятилетия XX в. охватила практически все обитаемые регионы мира.

В 1965—1974 гг. Организацией Объединенных Наций по вопросам образования, науки и культуры (ЮНЕСКО) осуществлена крупнейшая гидрометеорологическая научная программа «Международное гидрологическое десятилетие» (МГД), в которой приняли участие международные, государственные и общественные организации свыше 110 стран мира. Главной задачей программы МГД было исследование влагооборота в системе «океан—атмосфера—суша» и водного баланса стран, регионов и всего мира путем обобщения материалов многолетних режимных гидрометеорологических наблюдений.

Наиболее интегрированным результатом этих крупномасштабных исследований стали Атлас мирового водного баланса [17] и монография «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли». В монографии теоретически обосновывается и детально излагается методика составления карт этого атласа, приводятся результаты их всестороннего анализа и расчета составляющих водного баланса крупнейших речных бассейнов, озер и водохранилищ, природных зон, областей внутреннего и внешнего стока, материков и океанов, глобального гидрологического цикла в целом. Приводятся также данные о величине и многолетней изменчивости стока воды, о ионном стоке и стоке наносов и льда, а также об использовании водных ресурсов Земли.

Издание этой монографии и Атласа МВБ на русском и английском языках в 1974 г. явилось весомым вкладом Межведомственного комитета СССР по МГД в реализацию научной программы, предусматривающей рационализацию использования

водных ресурсов Земли. В работе по составлению этого капитального издания участвовали: в Ленинграде — крупные коллективы сотрудников Государственного гидрологического института, Главной геофизической обсерватории, Арктического и Антарктического института Гидрометеорологической службы СССР, в Москве — Института водных проблем и Института географии АН СССР. Для составления карт Атласа МВБ были использованы гидрометеорологические и картографические материалы, предоставленные Комитету СССР по МГД национальными комитетами 43 стран, научными и водохозяйственными организациями СССР.

Атлас МВБ включает 65 карт распределения на материках осредненных за многолетний период следующих гидрометеорологических характеристик:

- 1) годовая сумма осадков;
- 2) внутригодовое распределение осадков;
- 3) годовая сумма и внутригодовое распределение испаряемости;
- 4) годовая сумма и внутригодовое распределение испарения;
- 5) годовой сток;
- 6) внутригодовое распределение стока рек;
- 7) коэффициент стока;
- 8) избыток и дефицит водных ресурсов.

Эти карты для территории Европы представлены в масштабе 1 : 10 000 000, для территории Азии, Африки, Северной и Южной Америки — в масштабе 1 : 20 000 000 и для Австралии с соседними островами — в масштабе 1 : 15 000 000. Для Антарктиды составлены и приведены три первые карты и карта «Питание ледникового покрова атмосферными осадками». Кроме того, в Атласе МВБ даны 7 карт Арктики и 6 генерализованных карт Мира в масштабе 1 : 50 000 000 с распределением водно-балансовых характеристик не только на суше, но и в Мировом океане.

### 3.2. Методика составления гидрологических карт

**Карты осадков.** Для создания рабочих карт средней годовой суммы измеренных атмосферных осадков в масштабах от 1 : 300 000 до 1 : 10 000 000 использовались данные наблюдений около 18 тыс. станций. Осреднению подвергались годовые суммы осадков за 80-летний период 1891 — 1970 гг. или их ряды, приведенные к этому периоду. Использовались и национальные карты осадков, позволившие учесть информацию еще 42 тыс. станций. Таким образом, учтены данные около 60 тыс. метеостанций и постов. На этих картах с учетом рельефа проводились изогииеты путем построения региональных зависимостей среднего годового слоя осадков ( $x$ ) от высоты пункта наблюдений  $x = f(H)$ .

Затем были созданы карты распределения суммарной поправки к средним годовым измеренным осадкам с учетом потерь воды из осадкомеров на смачивание прибора, на испарение осадков и их выдувание ветром. Величина этой поправки определялась для каждого месяца многолетнего периода по данным наблюдений самых репрезентативных отечественных и более 1000 зарубежных метеостанций. Среднее для всех них значение суммарной поправки получилось равным +11 %, в экваториальных широтах она составляла в среднем 4—7 % годовой суммы измеренных осадков, в умеренных широтах 14—35 % и до 90 % в Арктике. В среднем для суши величина  $x = 800$  мм/год получена увеличением измеренных осадков на 75 мм/год.

Итоговые карты среднемноголетних годовых сумм осадков создавались путем совмещения исходной карты измеренных осадков и карты суммарной поправки для каждого материка. По этим картам в узлах их градусной сетки (через 1° широты и 1—2° долготы, а в ряде горных районов — через 30' и даже через 15' на крупных гористых островах) интерполяцией между изолиниями определяли наблюдавшиеся значения, их поправку и исправленное с ее учетом значение  $x$  в каждом узле рабочей координатной сетки. По этим значениям затем строилось поле исправленных изогийет (рис. 3.1) с учетом графиков связи осадков с высотой местности (т. е. графиков *плювиометрических градиентов*).

Карты внутригодового распределения осадков содержат диаграммы средних за многолетний период долей месячных сумм осадков в % от их среднего годового слоя. На них представлены диаграммы, построенные для половины (свыше 500) упомянутых выше репрезентативных метеостанций, имеющих типично зональный для окружающей местности метеорологический режим.

**Карты испаряемости.** Максимально возможный слой испарившейся воды  $z_0$  (мм/год) с насыщенной ею поверхности при местных метеорологических условиях, называемый *испаряемостью*, рассчитывали по методу М. И. Будыко для каждого месяца расчетного многолетнего периода. Испаряемость рассматривалась как функция дефицита влажности приземного слоя воздуха. Дефицит определялся с учетом температуры испаряющей поверхности, которая вычислялась по тепловому балансу. Для этого были использованы данные наблюдений за температурой и влажностью воздуха, а также среднемесячные значения радиационного баланса из Атласа теплового баланса земного шара [19] для каждой из 1700 репрезентативных метеостанций. Годовые значения  $z_0$  были получены суммированием месячных величин, а затем осреднены за многолетний расчетный период для каждого пункта наблюдений. Для горных районов использовались зависимости  $z_0 = f(H)$ . Меньшая пространственная изменчивость этой характеристики, по сравнению с осадками, позволила нанести диаграммы внутригодового



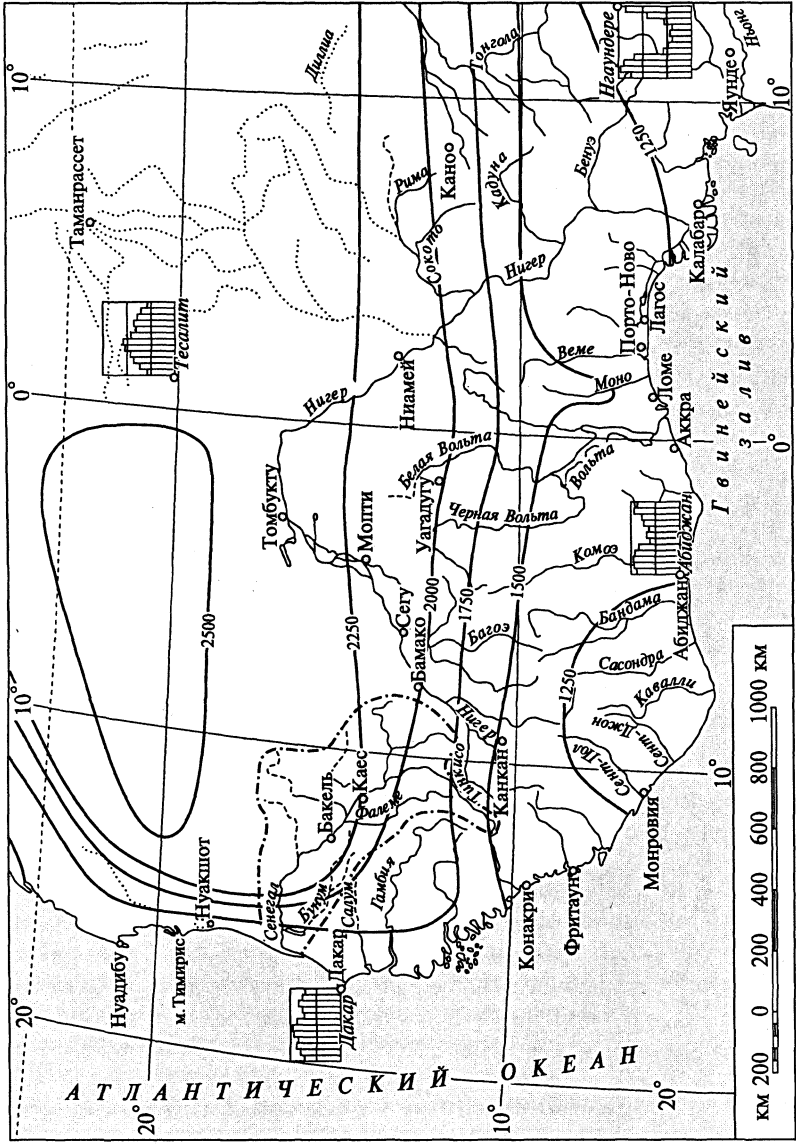


Рис. 3.2. Фрагмент карты «Годовая величина и внутригодовое распределение испаряемости» [17, лист 26]

распределения испаряемости (в виде средних месячных долей в % от осредненной за многолетний расчетный период величины годового слоя  $z_0$ ) вместе с изолиниями  $z_0$  на карты материков (рис. 3.2).

**Карты испарения с поверхности водосборов.** Слой испарившейся воды  $z$  рассчитывался комплексным методом М. И. Будыко. Он основан на совместном решении уравнений теплового и водного балансов и экспериментально установленной зависимости скорости испарения от влажности почвы. Используемая система уравнений позволяет вычислять слой месячного испарения воды с почвы по данным о месячном слое осадков и испаряемости с учетом продуктивной влажности верхнего метрового слоя почвы, рассчитанной для предшествующего месяца. Для тех же 1700 репрезентативных метеостанций, данные которых использовались для расчетов  $z_0$ , комплексным методом рассчитаны месячные слои испарившейся воды, а их суммированием и годовые слои испарения, осредненные затем для всего многолетнего расчетного периода.

Методика построения карт распределения испарения с территорий материков аналогична применявшейся при создании карт испаряемости. При использовании этих карт испарения для оценки величины  $z$  с орошаемых массивов следует добавлять слой воды, затрачиваемый на орошение. Изолинии карт испарения проведены без учета дополнительного испарения с водных объектов территории. Представленные в Атласе МВБ карты испарения (рис. 3.3) уточнены по сравнению с аналогичными картами Атласа теплового баланса земного шара [19].

**Карты стока.** Основными материалами для составления этих карт стали данные измерения и расчета среднесуточного расхода воды в гидрометрических створах многочисленных рек разной продолжительности периода регулярных наблюдений. Для составления карт использованы такие данные по 18,2 тыс. гидрометрических створов, послужившие информационной основой 27 национальных карт стока. Все эти карты имели различный масштаб, но были построены по единому принципу — значение осредненного за многолетний период годового водного стока, измеренного в речном створе, выражалось в виде слоя воды ( $y$ , мм/год), равномерно распределенного на всю площадь водосбора реки выше данного створа. На картах это значение стока отнесено к геометрическому центру соответствующего водосбора. По возможности средние годовые значения стока приводились к многолетнему ряду, включавшему 30—60-е годы XX в., путем корреляции со стоком в опорных створах, характеризовавшихся наиболее продолжительными непрерывными наблюдениями. Кроме того, проводилась корректировка используемых региональных карт стока путем сопоставления их изолиний со средними многолетними значениями годового стока



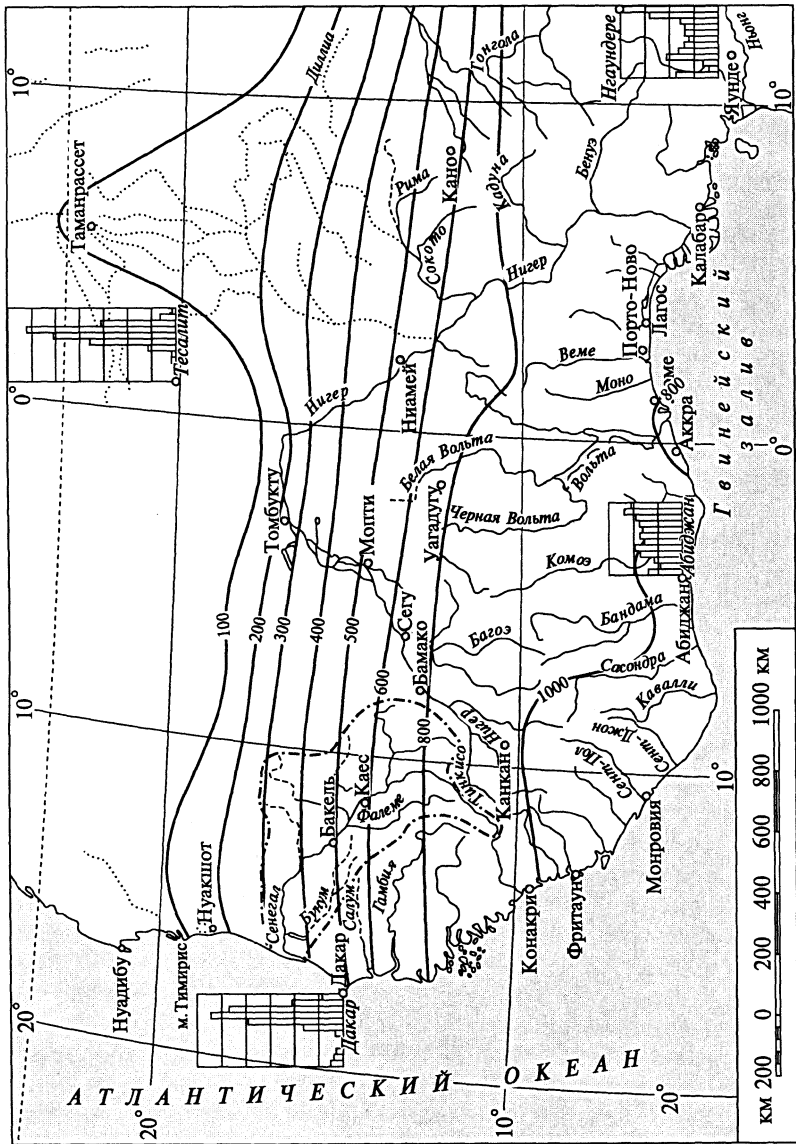


Рис. 3.3. Фрагмент карты «Годовая сумма и внутригодовое распределение испарения» [17, лист 25]

в опорных створах, а также увязка значений стока в пограничных водосборах и трансграничных речных системах.

Для районов, где гидрометрические наблюдения не ведутся или недостаточно продолжительны и мало надежны, использовалась зависимость коэффициента стока ( $\eta = y/x$ ) от индекса сухости ( $\varepsilon = z_0/x$ ) для небольших речных водосборов, где сток принимался по данным измерений, а гидроклиматические характеристики  $x$  и  $z_0$  — по соответствующим рабочим картам Атласа МВБ. Каждая такая зависимость  $\eta = f(\varepsilon)$  принималась для района, характеризующегося одинаковой структурой водного баланса входящих в него территорий. Для таких районов составлялись фрагменты карты *климатического стока* путем совмещения карты коэффициента стока (рис. 3.4) и карты осадков, затем вычислялись значения  $y = \eta x$  в узлах рабочей координатной сетки, по которым строилось поле изолиний стока. Этот же прием использован и для проведения изолиний коэффициента стока в районах, где карта стока построена по данным достаточно густой сети створов (суммарная площадь таких районов, расположенных преимущественно в умеренных широтах, составила примерно 45 % общей территории суши).

Проверка рабочей карты среднего годового стока осуществлялась сопоставлением с измеренными его значениями. Она показала, что в хорошо гидрометрически изученных районах ошибка не превышает 10 %. Наименее точна карта стока (рис. 3.5) для остров экваториального пояса и полярных районов, суммарная площадь которых около 30 % суши, а рассчитанный с этих районов сток — 25 % суммарного значения стока с суши.

Карты внутригодового распределения стока представлены диаграммами средних за 10—50 лет месячных долей стока в % от годового его слоя, осредненного за многолетний период. Диаграммы изображают гидрографы, наиболее полно характеризующие все разнообразие водного режима зональных рек в различных районах суши. Для районов с особенно большой внутригодовой вариацией стока представлен гидрограф за конкретный год с наиболее типичным водным режимом для рек данного района. Все такие гидрографы изображены в центре водосборов. Для крупнейших полизональных рек мира гидрографы показаны в местах опорных гидрометрических створов.

**Воднобалансовая увязка карт Атласа МВБ.** В методическом отношении очень важно, что составленные рабочие карты осадков, испарения и стока для территории каждого материка подверглись согласованию. С этой целью составлялась таблица, в которую вносились значения этих трех составляющих водного баланса в каждом узле рабочей координатной сетки. По уравнению

$$x = z + y \pm N, \quad (3.1)$$

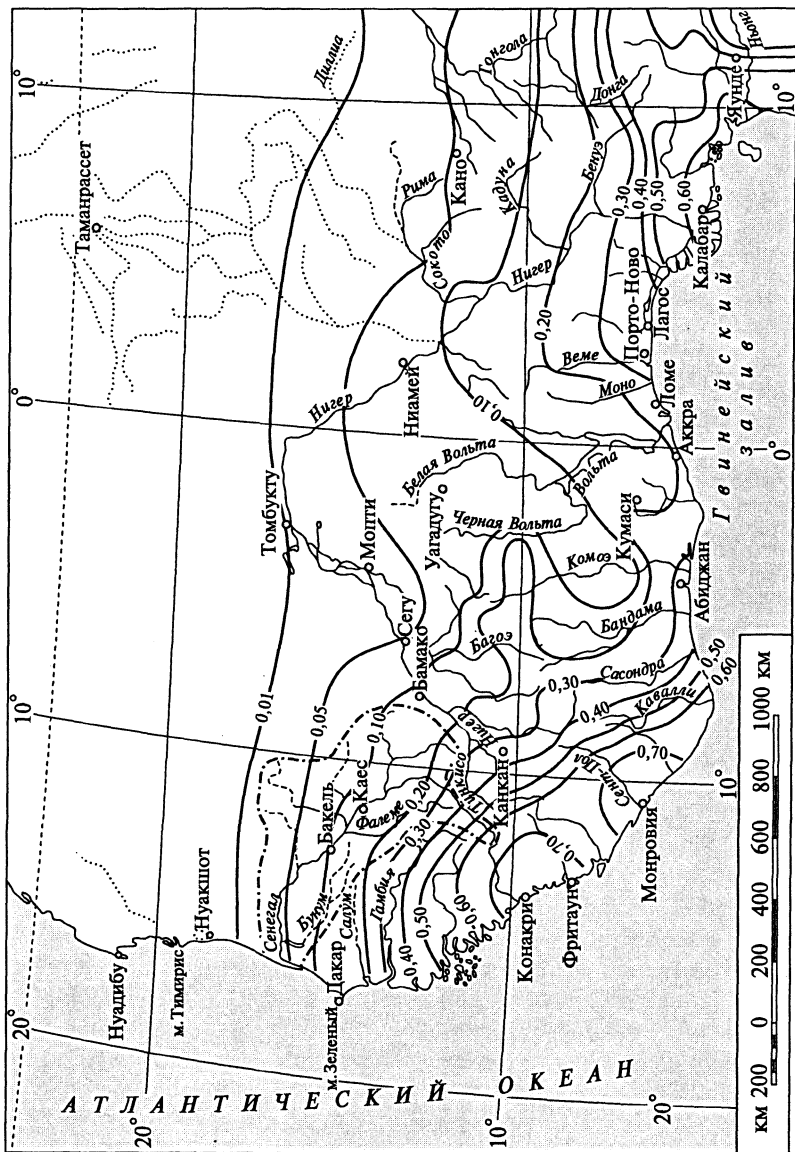


Рис. 3.4. Фрагмент карты «Коэффициент стока» [17, лист 29]

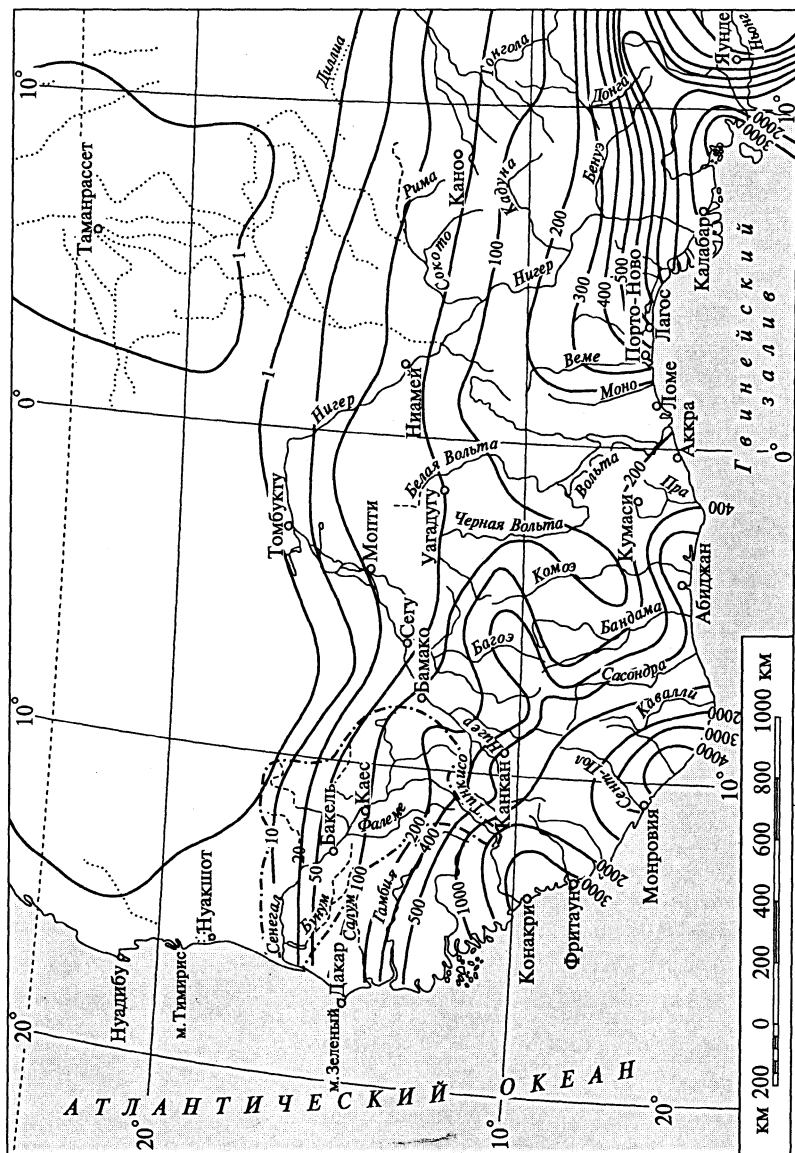


Рис. 3.5. Фрагмент карты «Средний годовой сток (мм)» [17, лист 27]

аналогичному уравнению (2.1), но в котором составляющие баланса представлены средним слоем воды (мм/год), определялась невязка  $N$  водного баланса и ее относительная величина  $n = N/x$ . Согласование карт принималось удовлетворительным при  $n < 10\%$  для равнинных и  $< 20\%$  для горных районов. При больших невязках уточнялся рисунок изолиний компонент водного баланса. Так, при согласовании карт были исправлены неточности в проведении изолиний. Однако в ряде районов экваториальной Африки и в некоторых горных системах устранить большие невязки водного баланса не удалось из-за еще недостаточной сети или продолжительности гидрометеорологических наблюдений. Чем больше территория, для которой рассчитывается водный баланс по картам Атласа МВБ, тем меньше его невязка. Для водного баланса территории Европы, Азии и Северной Америки она составила около 2%, Австралии — 4%, Южной Америки — 5% и Африки — 10%.

**Карты избытка и дефицита водных ресурсов.** Для каждого материка данные карты составлялись методом совмещения карт стока, испарения и испаряемости. Дефицит влаги на территории того или иного водосбора  $d_{в} = z_0 - z$ , поэтому разность  $(z_0 - z) - y = D$  (или с учетом уравнения (3.1)  $D = z_0 - x$  (мм/год) представляет собой показатель *дефицита водных ресурсов территории*. Он показывает, что устранить дефицит влаги в почве невозможно даже в том случае, если весь сток израсходовать на такое увлажнение поверхности водосбора, при котором испарение с него достигло бы значения испаряемости.

Наоборот, разность  $y - (z_0 - z) = И$  или  $И = x - z_0$  (мм/год) представляет собой показатель *избытка водных ресурсов территории*. По рассчитанным значениям И или D в каждом узле рабочей координатной сетки проводились на карте изолинии избытка и дефицита водных ресурсов в различных районах материков (рис. 3.6).

Принято считать, что для земледелия наиболее благоприятна *водобеспеченность территории* в диапазоне значений избытка—дефицита водных ресурсов от И, равного +200, до D, равного -200 мм/год. Остальные районы для устойчивого земледелия требуют оросительной либо осушительной мелиорации. Но и в районах с благоприятными средними за многолетний период условиями водобеспеченности двусторонняя мелиорация (оросительно-дренажные системы) также признается целесообразной для обеспечения одинаково высоких урожаев возделываемых сельскохозяйственных культур как в многоводные, так и в маловодные годы.

Из анализа методики составления карт Атласа МВБ следует:

1. В настоящее время этот атлас является наиболее общедоступным и надежным источником гидрологической информа-

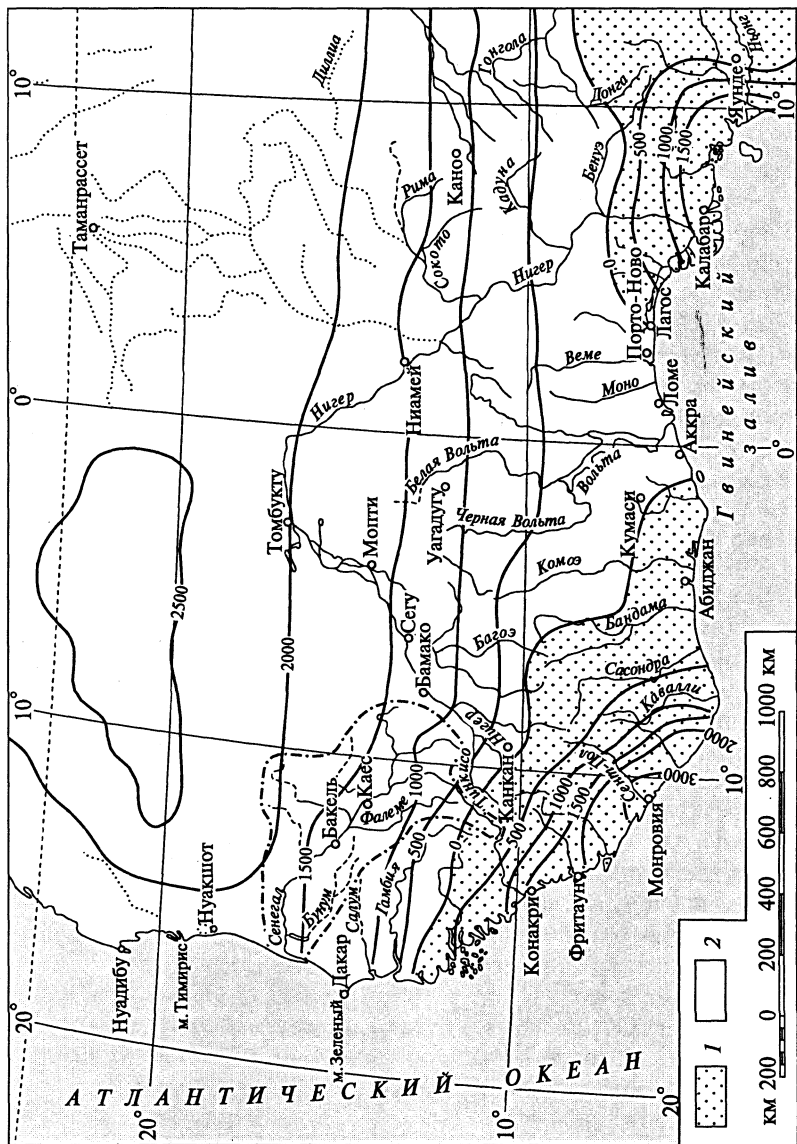


Рис. 3.6. Фрагмент карты «Избыток и дефицит водных ресурсов рек» [17, лист 30]:

1 — избыток, мм/год; 2 — дефицит, мм/год

ции о пространственном разнообразии структуры водного баланса материков и ее внутригодовых изменениях в различных районах суши.

2. Главной картой атласа следует считать карту атмосферных осадков, потому что, во-первых, для построения поля изогий использовано многократно большее число пунктов наблюдения за более продолжительный (80-летний) расчетный период по сравнению с картами других характеристик, во-вторых, заложенная в ней информация использована для расчета испарения, коэффициента стока и стока с 55 % территории суши, где еще недостаточно развита гидрометрическая сеть. Поэтому «взаимонезависимость карт атласа» [9, с. 117] относительна, так как инструментальные погрешности учета осадков могли оказать влияние на значения других картируемых характеристик.

3. Карты стока в атласе характеризуют его «норму» по данным наблюдений в 30—60-е годы XX в., когда антропогенное влияние на сток в целом было существенно меньшим, чем современное. Тогда население мира было приблизительно вдвое меньше, городское население — в 10 раз (следовательно, и площадь урбанизированных территорий была меньшей), число водохранилищ — в 1,5, а их суммарный объем — почти в 2 раза меньшими. Поэтому при использовании карт Атласа МВБ важно оценивать возможную водохозяйственную трансформацию речного стока в ее очагах под воздействием водопроводно-канализационных систем крупных городов или его регулирования крупными водохранилищами и их каскадами.

После выхода в свет Атласа МВБ через 10 лет были изданы «Карты элементов водного баланса для территории Центральной и Восточной Европы» (1984) в масштабе 1 : 5 000 000. Они составлены с использованием «Климатического атласа Европы», изданного ЮНЕСКО и ВМО в 1975 г. В состав этого комплекта карт водного баланса включены карты:

- осадков;
- испарения с поверхности водосборов;
- поверхностного стока;
- подземного стока в реки.

Стоковые ряды приведены к тому же 30-летнему периоду (1931—1960), что и в Атласе МВБ. При этом использовались данные по стоку в створах, замыкающих водосборы площадью не более 1000 км<sup>2</sup> для зональных зарубежных рек и площадью не более 20 тыс. км<sup>2</sup> для зональных рек ЕТС.

Этот комплект более крупномасштабных гидрологических карт, изданных в Будапеште, может быть использован для повышения надежности оценки составляющих водного баланса речных систем, находящихся в России, в Восточной и Центральной Европе.

### 3.3. Использование карт атласов для гидрологической характеристики речной системы

При возникновении любой научной или прикладной природо-пользовательской или природоохранной задачи на какой-либо отечественной или зарубежной территории важно составить предварительное представление о гидрологическом состоянии района и расположенных в его пределах водных объектах. Быстрая ориентировочная оценка естественных водных ресурсов одной или нескольких речных систем, находящихся в пределах интересующей территории, вероятного их хозяйственного использования, необходима, в первую очередь, для разработки программы сбора географической, гидрометеорологической и социально-экономической информации, которая нужна для решения конкретной научной или проектной задачи. Нередко возникает необходимость такой оценки и при географо-экологической экспертизе различных, в особенности многовариантных водохозяйственных и землеустроительных, проектов. Для этого достаточно иметь под рукой географические и гидрологические атласы и владеть навыком выполнения ориентировочных количественных оценок гидроэкологического состояния водных объектов и их водосборов (площадью не менее 20 тыс. км<sup>2</sup>) по помещенным в атласах мелкомасштабным картам.

С самой крупномасштабной физико-географической карты, имеющейся в Атласе мира [16], можно скопировать регион, включающий водосбор рассматриваемой *речной системы* (РС). На эту выкопировку наносится линия водораздела РС с соседними речными системами с учетом изображения рельефа и верхних звеньев их речной сети. Если река начинается от места слияния двух рек, имеющих иные названия, за исток такой речной системы следует принять самую длинную из них составляющую РС. По разности высот истока и устья РС, деленной на измеренную на карте длину русла, приближенно оценивается средний уклон главной реки и уклоны отдельных частей реки, относящихся по русловому режиму к горному, полугорному или равнинному типу. Затем оценивается площадь водосбора всей речной системы  $A_{PC}$  в мм<sup>2</sup> и пересчитывается в тыс. км<sup>2</sup> в соответствии с масштабом карты.

**Ориентировочная оценка характеристик стока реки.** По географическим координатам истока и устья главной реки и ее крупнейших притоков местоположение водосбора РС следует найти на карте «Географические пояса и зоны суши» [20] и на картах Атласа МВБ [17], по которым определяется географический класс РС — река зональная или полизональная. В пределах водосборов полизональных речных систем особенно велика густота изогиет, поэтому по карте осадков соответствующего материка в Атласе МВБ



можно отделить *очаг формирования стока РС*, т. е. тот район водосбора, где выпадает особенно много осадков и формируется наибольшая часть водного стока полизональной реки, от района, в котором происходит зональная трансформация ее стока.

Оценив по картам составляющих водного баланса из Атласа МВБ доли площади водосбора РС, расположенные между соседними изолиниями, можно определить средневзвешанные по территории этого водосбора значения слоя осадков, слоя испарения и слоя годового стока, а также слоя испаряемости, коэффициента стока и водообеспеченности территории. Контроль правильности этих оценок целесообразно выполнять по уравнению водного баланса (3.1), сопоставив получаемую невязку водного баланса водосбора РС с указанными выше критериями увязанности карт Атласа МВБ. Подкорректировав полученную оценку слоя стока путем повторной оценки средних значений трех составляющих водного баланса так, чтобы его невязка для водосбора РС получилась наименее отличающейся от критерия увязанности карт, и умножив при этом значение  $u_{PC}$  на уже найденное значение  $A_{PC}$ , получаем приближенное значение среднего за многолетний период объема годового водного стока  $V_{PC}$  главной реки в устьевом створе.

Для многих больших рек мира в Географическом энциклопедическом словаре или Большом энциклопедическом словаре можно найти значения длины, площади водосбора и среднего годового расхода в приустьевом створе. Две первые величины позволяют уточнить оценку уклонов морфологически различных участков русла и значения составляющих водного баланса водосбора и его частей в очаге формирования и в зонах трансформации стока. А к расхождению оценки водного стока, полученной по картам Атласа МВБ, и справочной величины расхода воды в устье, следует отнести критически. В подобных справочных изданиях не указывается период наблюдений, который характеризуется публикуемым значением расхода воды. Часто получаемое по картам завышенное значение стока по сравнению со справочным служит показателем большого безвозвратного водопотребления из водных объектов РС, которое не учитывается методикой составления карт испарения и стока.

Выбрав из гидрографов соответствующей карты Атласа МВБ тот, который наиболее близко расположен к очагу формирования стока РС, и используя полученное значение  $V_{PC}$ , можно рассчитать наиболее вероятные многолетние значения среднемесячных расходов воды в устьевом створе для качественной оценки естественной зарегулированности стока в РС в обычный по водности год. По диапазону экстремальных среднемесячных расходов воды можно качественно оценить характер внутrigодовых колебаний минерализации и мутности речной воды с учетом рассмотренных выше особенностей типичных форм связи между расходом и кон-

центрациями растворенных и взвешенных веществ в речных водных массах.

Этот же гидрограф можно использовать и для приближенной оценки *базисного стока* главной реки. Полностью выровненный среднемесячный сток составляет  $100/12 = 8,3\%$  годового водного стока. Поэтому для ориентировочного определения базисного стока достаточно просуммировать доли годового стока за те месяцы, в которые ее среднееголетнее значение не превышает  $8,3\%$  уже рассчитанного среднего за многолетний период годового стока реки в предустьевом створе.

Если РС зональна, средняя годовая минерализация воды в ней приближенно может быть оценена по схематической карте гидрохимических зон (см. рис. 2.3 и табл. 2.5, в которой приведены средние зональные значения  $\sum_{i_{зон}}$ ). Среднегодовая концентрация наносов в реке и сток наносов могут быть приближенно определены по среднегодовому значению модуля их выноса с водосбора РС по карте интенсивности современной эрозии суши (см. рис. 2.4) и ранее полученным значениям  $A_{PC}$  и  $V_{PC}$ . Используя их вместе с принятым значением среднегодовой минерализации воды в реке, можно вычислить ионный сток реки и модуль ионного стока с водосбора РС.

#### **Предварительная оценка зональной трансформации стока реки.**

Если река полизональна, то подобные ориентировочные оценки состава РВМ возможны только для верхней части водосбора РС, расположенной в соответствующей географической зоне, так как на участках главной реки, пересекающей остальные зоны, будет происходить зональная трансформация ее стока.

Для примера оценим зональную трансформацию химического стока в изображенной на рис. 3.7 полизональной речной системе РС, очаг формирования РВМ в которой находится в лесной гидрохимической зоне, а в своем нижнем течении главная река этой РС пересекает степную зону. Пусть площадь водосбора реки в пределах лесной зоны  $A_{л} = 10\,000\text{ км}^2$  характеризуется среднегодовыми значениями модуля водного стока  $m_{вл} = 7\text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$  и модуля ионного стока  $m_{ил} = 32\text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$  (см. табл. 2.5), а площадь ее водосбора в степной гидрохимической зоне составляет  $A_{с} = 1100\text{ км}^2$ , где ее степной приток имеет  $A_{пр} = 500\text{ км}^2$ ,  $m_{вс} = 2\text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$  и  $m_{ис} = 40\text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$  (см. табл. 2.5) (для пересчета средневзвешенной величины слоя водного стока в его модуль достаточно толщину слоя в мм/год разделить на 31,5). При этом вся площадь водосбора речной системы, как показано на рис. 3.7, состоит из трех расчетных районов — очага формирования стока в лесной зоне и двух районов в степной — водосбора притока и водосбора рассредоточенного бокового притока к нижнему участку главной реки:  $A_{PC} = A_{л} + A_{с} = A_{л} + A_{пр} + A_{бок}$ , где  $A_{бок}$  — площадь остальной части водосбора РС в степной зоне.

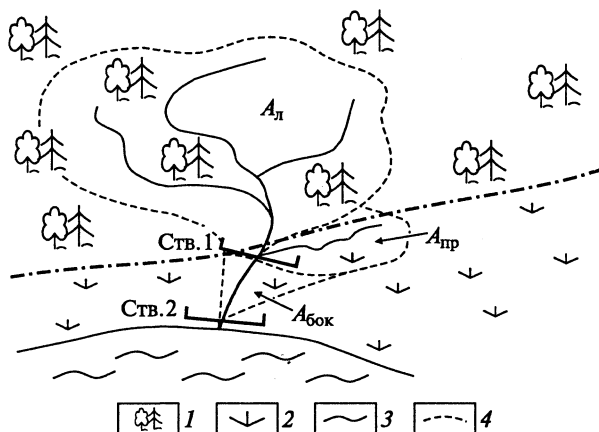


Рис. 3.7. Схема бассейна полизональной речной системы, включающей: 1 — водосбор реки площадью  $A_{л}$ , расположенный в лесной зоне; 2 — водосбор степного притока полизональной реки площадью  $A_{пр}$  и водосбор остального бокового притока к главной реке с территории площадью  $A_{бок}$  в степной зоне; 3 — приустьевое взморье; 4 — водоразделы; Ств. 1 — створ в месте слияния степного притока с рекой; Ств. 2 — приустьевой створ

Тогда среднегодовые значения расхода воды и ее минерализации в этой реке в створе выше места слияния с притоком (Ств. 1), рассчитанные по формулам (2.10), составят  $70 \text{ м}^3/\text{с}$  и  $145 \text{ мг/л}$ , а в устье ее степного притока —  $1 \text{ м}^3/\text{с}$  и  $635 \text{ мг/л}$ . Подставив полученные величины в формулу (1.1), получим среднегодовое значение минерализации трансформированной водной массы главной реки при полном ее смешении с водной массой степного притока, равное  $152 \text{ мг/л}$ . Приняв те же значения модулей стока  $m_{вс}$  и  $m_{ис}$  для остальной площади степной части бассейна реки  $A_{бок} = 600 \text{ км}^2$ , с которой в нее поступает рассредоточенный боковой приток, получаем по формулам (2.10) его суммарный расход  $1,2 \text{ м}^3/\text{с}$ , т. е.  $38 \text{ млн м}^3/\text{год}$  воды и  $24 \text{ тыс. т/год}$  растворенных в ней ионов.

Таким образом, в приустьевом створе реки (Ств. 2) среднегодовой расход воды получается равным  $72,2 \text{ м}^3/\text{с}$  ( $2,27 \text{ км}^3/\text{год}$ ), доля в котором вод степных фаций составляет в среднем 3%. На степном участке реки между створами Ств. 1 и Ств. 2 масса ионов в речном стоке возросла с  $M_{ил} = m_{ил}A_{л} = 320 \text{ тыс. т/год}$  до  $364 \text{ тыс. т/год}$ , т. е. на 12% — из-за ионного стока с водосбора степной реки ( $20 \text{ тыс. т/год}$ ) и бокового притока ( $24 \text{ тыс. т/год}$ ). В результате в приустьевом створе реки среднегодовая минерализация трансформированной речной водной массы главной реки составит  $160 \text{ мг/л}$ .

Если бы были известны концентрации отдельных ионов и других компонентов химического состава главной реки в Ств. 1 и в ее

степном притоке, аналогичными расчетами было бы возможно показать изменение ионного состава воды и характеристик ее качества в трансформированной речной водной массе на нижнем степном участке течения главной реки. При этом можно утверждать, что зональная трансформация речной водной массы на степном участке данной РС в межень практически незаметна, а в многоводные фазы стока с водосбора степного притока — максимальна, поскольку внутригодовая изменчивость и расхода воды, и ее минерализации в степном притоке больше, чем в очаге формирования главной реки, расположенном в лесной зоне.

Кроме того, можно предположить, что по сравнению со сформированной в лесной зоне речной водной массой более насыщенная наносами вода степного притока, имеющего водосбор в гумидной либо семиаридной зоне суббореального климатического пояса (см. табл. 2.6), в многоводные фазы стока увеличит мутность воды в зоне ее смешения с водной массой главной реки. В образующейся здесь трансформированной речной водной массе на отдельных участках русла с все меньшим уклоном в приустьевой области прозрачность воды вследствие седиментации наносов будет возрастать. Однако и здесь не исключены локальные очаги повышенной мутности речной воды вблизи устьев ручьев, стекающих в паводки по оврагам и логам с бокового водосбора.

**Предварительная оценка антропогенного изменения стока незарегулированной реки.** Она основывается на анализе экономической карты страны (например, в [20]), на территории которой расположена рассматриваемая РС. С этой карты на выкопировку водосбора РС надо перенести условные знаки расположенных на главной реке и ее притоках крупных городов и центров добывающей промышленности, а также изображенных на этих картах крупнейших массивов орошаемых земель, ТЭС, АЭС, каналов и ГЭС, которые представляют собой главные очаги водохозяйственной трансформации стока.

Для примера рассмотрим способ предварительной оценки возможной трансформации стока незарегулированной реки, очагом которой служит город с населением 100—300 тыс. жит. Приняв расчетное удельное водопотребление равным средней величине 400 л/(сут·жит.), получаем средний расход потребляемой в городе воды 80—90 тыс. м<sup>3</sup>/сут, или около 1 м<sup>3</sup>/с. По выкопировке водосбора РС вычисляем площадь его территории в створе этого города, которая, допустим, составляет  $A_1 = 10$  тыс. км<sup>2</sup>. Определив по карте стока для этой территории водосбора средневзвешенную величину слоя стока, например,  $y_1 = 200$  мм/год, получаем годовой сток реки у города, равный в среднем  $V_1 = 2$  км<sup>3</sup>/год. Далее по карте внутригодового распределения стока определили, что зональные реки по соседству с РС в марте имеют минимум стока, равный 1 % его годовой величины, а в августе — 2 %. Следова-

но, среднемесячные значения расхода воды в реке у города снижаются до  $Q_1 = 7,5 \text{ м}^3/\text{с}$  зимой и  $15 \text{ м}^3/\text{с}$  летом. Таким образом, водозабор и сброс сточных вод в данном очаге трансформации составят около 13 % динамических водных ресурсов реки в зимний лимитирующий период ее стока. Разбавление сточных вод (в случае их очистки) зимой в этом очаге загрязнения РВМ составит 7–8-кратное, в летнюю межень — 15-кратное, т. е. достаточное для восстановления фонового качества воды в створе полного смешения сточных и речных вод. На основании такой оценки можно выдвинуть предположение о вероятности в период ледостава явления замора, т. е. массовой гибели рыбы в реке, и ее эвтрофирования ниже города в летнюю межень.

Протяженность участка самоочищения и восстановления качества речной воды будет зависеть от бокового притока воды в реку ниже города. Если частный водосбор  $A_2$  этого участка имеет такой же средний слой стока  $y_2 = y_1 = 200 \text{ мм/год}$ , то для достижения 12–15-кратного разбавления сбрасываемых сточных вод зимой нужно, чтобы значение  $A_2$  было бы не менее 8–10 тыс. км<sup>2</sup>. Таким образом, восстановление фонового качества воды в реке ниже города можно ожидать ниже устья одного-двух притоков и более с суммарной площадью водосборов, приблизительно равной  $A_2$ .

Подобным способом может быть ориентировочно оценена степень загрязненности воды в реке и протяженность участка восстановления качества воды, если очагом ее антропогенной трансформации служат крупные массивы орошаемых земель или промышленные производства, для которых имеются сведения об объемах водозабора и сточных вод или они могут быть с той или иной вероятностью оценены косвенным путем.

**Оценка изменения стока в зарегулированной реке.** По-иному следует выполнять ориентировочную оценку трансформации речного стока в РС, где имеется показанная на экономической карте крупная ГЭС (их каскад), а в Атласе мира [16] соответствующее водохранилище. Тогда по карте этого атласа возможна ориентировочная оценка длины долинного водохранилища  $L$ , площади его акватории  $F_0$  (в км<sup>2</sup>) с учетом масштаба карты, а затем по формуле  $W_0 = 0,004 F_0^{1,2}$  и его объема (в км<sup>3</sup>) [14]. Эти параметры для самых больших водохранилищ долинного и озерного класса содержатся в разделах монографии [1], посвященных фонду водохранилищ в соответствующей стране, или в таблицах приложения, либо в пятитомном международном справочном издании «Data Book of World Lake Environments — A Survey of state of World Lakes»: ILEC/UNEP, 1993.

Допустим, что водохранилище в рассматриваемой РС расположено в Восточной Бразилии и имеет при НПУ  $F_0 = 4500 \text{ км}^2$ ,  $W_0 = 35 \text{ км}^3$  и  $L = 290 \text{ км}$ . Как и в рассмотренном выше примере, оценка роли водохранилища в качестве очага трансформации реч-

ного стока начинается также с нанесения на выкопировку рассматриваемого речного бассейна границы водосбора водохранилища и определения размеров площадей водосборов всего речного бассейна и входящего в него водосбора водохранилища  $A_3$ . Пусть в этом примере их значения составят  $A_{PC} = 595$  тыс. км<sup>2</sup> и  $A_3 = 505$  тыс. км<sup>2</sup>, а средневзвешенная величина стока с нее воды в водохранилище (вычисленная так же, как для водосбора площадью  $A_2$  в предшествующем примере) пусть будет  $y_3 = 71$  мм/год. Следовательно, средний годовой объем притока воды в водохранилище  $V_3 = 36$  км<sup>3</sup>/год. Затем по карте осадков и карте испаряемости Атласа МВБ интерполяцией между их изолиниями для геометрического центра акватории водохранилища определяются средние многолетние величины слоя осадков  $x_0 = 550$  мм/год, выпадающих на эту акваторию, и испарения воды с нее  $z_0 = 1700$  мм/год. По уравнению водного баланса водоема (2.3), которое удобнее представить как  $Q = V + (x_0 - z_0)F_0$ , рассчитывается среднегодовой сброс воды из водохранилища в нижний бьеф гидроузла. Получаем  $Q = 31$  км<sup>3</sup>/год, поскольку объем осадков на акваторию водохранилища  $P = x_0 F_0 = 2,5$  км<sup>3</sup>/год, а испарения с нее  $E = z_0 \cdot F = 7,6$  км<sup>3</sup>/год.

По формуле (2.7) вычисляем коэффициент водообмена водохранилища  $K_B = 1,03$  год<sup>-1</sup>, из чего заключаем, что водохранилище осуществляет многолетнее регулирование стока реки. Следовательно, водохранилище не только сокращает средний годовой сток реки на 5 км<sup>3</sup>/год, т.е. на 14 %, из-за трехкратного превышения испарения над осадками (в районе водохранилища индекс сухости  $\varepsilon = 3,1$ ), но и сильно трансформирует речной гидрограф. Судя по типичному гидрографу для рек рассматриваемого региона, в летне-осеннее половодье в водохранилище поступает в средневодный год около 19 км<sup>3</sup> воды: в январе 13 %, в феврале 15 % (это соответствует среднемесячному расходу 2230 м<sup>3</sup>/с), в марте 14 % и в апреле 12 %  $V_3$ . А в весеннюю межень при месячном стоке 3 %  $V_3$  в сентябре и октябре расход воды в реке снижается до 400 м<sup>3</sup>/с.

Если допустить, что санитарный расход воды в нижнем бьефе гидроузла установлен равным этой минимальной среднемесячной величине, т.е. 400 м<sup>3</sup>/с · 86 400 с/сут · 30 сут  $\approx 1$  км<sup>3</sup>/мес, можно предположить, что в летне-осенний дождливый сезон, когда приток воды в РС максимален, за январь — апрель из водохранилища будет сброшено только 4 км<sup>3</sup> воды для обеспечения гарантированного ее расхода в нижнем бьефе гидроузла, а остальные 27 км<sup>3</sup> могут сбрасываться равномерно в течение остальных 8 мес. Благодаря этому расход воды ниже водохранилища станет втрое больше меженного. Если часть накопленных в водохранилище водных ресурсов будет израсходована на ирригацию, то при поливной норме 1,3 млн м<sup>3</sup>/100 га возможно оросить около 600 тыс. га (площадь на 30 % больше, чем акватория самого водохранилища) и

вдвое увеличить, по сравнению с межнным, расход воды в нижнем бьефе гидроузла.

Оценим трансформацию этим водохранилищем состава РВМ, питающую водоем. По схематической карте гидрохимических зон (см. рис. 2.3) водосбор водохранилища, как и вся РС, расположен в зоне преобладания фаций тропиков и субтропиков со средней минерализацией речных вод 45 мг/л (см. табл. 2.5). Следовательно, при среднем годовом объеме притока воды  $V_3 = 36 \text{ км}^3/\text{год}$  масса поступающих в водохранилище с водосбора растворенных минеральных веществ составляет в среднем около 1,6 млн т/год. Заметим, что использование для оценки зонального модуля ионного стока, приведенного в табл. 2.5 и равного  $29 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ , менее корректно, поскольку средний слой водного стока для этой очень обширной (и существенно неоднородной по величинам составляющих водного баланса) гидрохимической зоны в 9 раз выше, чем установленное по карте Атласа МВБ [17] значение  $u_3$  для данного водосбора. Используя формулу (2.13), получаем, что среднегодовая минерализация основной водной массы водохранилища возрастет до 52 мг/л (на 13 %). Эта оценка основана на том, что в водохранилище с уже завершившейся стадией формирования экосистемы величина ионного стока не претерпевает изменения. А концентрация главных ионов солевого состава воды может увеличиться лишь при  $E > P$ , т. е. зависит от структурных особенностей водного баланса данного водоема.

Учитывая очень замедленный водообмен в водохранилище, можно предположить отсутствие внутригодовых колебаний  $\sum_i$  в нижнем бьефе из-за некоторого увеличения минерализации воды во время летне-осеннего половодья (по сравнению с гидрохимическим режимом реки до ее зарегулирования) и снижения минерализации и жесткости воды в остальную, вдвое более продолжительную преимущественно межненную часть года.

Трансформацию стока речных наносов водохранилищем рассчитаем следующим образом. Найденное на карте интенсивности современной эрозии (см. рис. 2.4) средневзвешенное для водосбора водохранилища значение модуля стока наносов  $m_n = 50 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ , умноженное на  $A_3$ , дает среднюю годовую массу притока в водоем наносов  $M_n = 25 \text{ млн т/год}$ . Следовательно, средняя годовая концентрация наносов в речной воде, питающей водохранилище, равна примерно  $690 \text{ г}/\text{м}^3$ , что свидетельствует об умеренной или средней мутности речной воды. Долю речных наносов, удерживаемую водохранилищем, приблизительно оценим по формуле (2.12), предварительно получив по уравнению (2.8) значение коэффициента проточности водохранилища  $K_n = 0,82 \text{ км/сут}$  ( $\sim 1 \text{ см/с}$ ). Такая оценка показывает, что в донных отложениях водохранилища аккумулируется 98 % годового стока речных наносов, или 24,5 млн т/год.

Из этих оценочных расчетов следует, что сбрасывается из водохранилища не более 0,5 млн т/год минеральных речных взвесей, поэтому их концентрация в воде нижнего бьефа должна быть менее 16 г/м<sup>3</sup>. Ввиду вероятности развития в ОВМ водохранилища фитопланктона мутность воды может оказаться несколько большей. Однако предполагать возможность сильных вспышек цветения водохранилища нет оснований, поскольку в пределах водосбора водохранилища, судя по картам [20], крупных городов и других очагов антропогенного загрязнения речных вод нет. Поэтому можно считать, что мутность воды в нижнем бьефе малая, в среднем на порядок меньшая, чем была здесь до сооружения водохранилища. Эти предварительные оценки влияния водохранилища на питьевые и технологические качества речной воды указывают на позитивную экологическую роль регулирования речного стока в данной речной системе.

Завершим оценку влияния водохранилища на сток в РС определением протяженности центрального участка данного техногенного очага трансформации речного стока. В его пределах происходит смешение сбрасываемой через гидроузел однородной по минерализации и прозрачной ОВМ водохранилища с водами, формирующимися на нижележащей незарегулированной части водосбора РС. Эта часть речного бассейна представляет собой водосбор бокового притока к главной реке в нижнем бьефе гидроузла. По разности площади всего речного бассейна и площади водосбора водохранилища  $A_3$  находим площадь водосбора бокового притока  $A_4 = A_{РС} - A_3 = 90$  тыс. км<sup>2</sup> в нижнем течении реки. По карте слоя стока для данной территории средневзвешенная величина  $y_4 = 45$  мм/год. Следовательно, средний годовой объем притока в реку с нижней части водосбора составляет 4 км<sup>3</sup>/год, что равно всего 13 %  $Q$  — среднего годового объема сброса воды гидроузлом. Из этого следует, что русло главной реки от гидроузла до самого устья в течение всего года заполнено преимущественно маломинерализованной ОВМ водохранилища с практически неизменной в течение года величиной  $\sum_{и}$  — около 50 мг/л. Мутность этой воды с удалением от гидроузла должна увеличиваться, с одной стороны, вследствие насыщения потока донными наносами до его транспортирующей способности, свойственной реке с расходом воды 500—1000 м<sup>3</sup>/с, а с другой стороны, из-за притока взвесей с бокового водосбора. Как видно на карте современной эрозии суши (см. рис. 2.4), для этого бокового водосбора средневзвешенная величина  $m_n = 100$  т/(км<sup>2</sup>·год). Умножив эту величину на  $A_4$ , вычисляем среднюю годовую массу поступающих в реку наносов  $M_n = 9$  млн т/год. Таким образом, к устью сток наносов может возрасти с 0,5 до 9,5 млн т/год, а мутность воды — до 270—300 г/м<sup>3</sup>.

При наличии в составе речной системы крупного озера порядок оценки его роли в трансформации водного, химического сто-



ка и стока наносов тот же, что и для водохранилища. При этом площадь  $F$  и максимальная глубина  $H_{\max}$  озера могут быть определены по карте атласа [16], а объем воды приближенно оценен по формуле конуса  $W = 0,33FH_{\max}$ .

Подводя итог ориентировочной оценке гидрологических особенностей конкретной речной системы, важно отметить необходимость уточнения этой сугубо предварительной характеристики водного объекта путем сбора геологической информации для выявления возможных в пределах ее водосбора факторов аazonальности формирования водного и химического стока или стока наносов. При формировании банка гидрологической информации особое внимание следует уделить данным о межгодовой изменчивости речного стока и сведениям об экстремальных расходах воды, а также сбору отчетной документации о водохозяйственной деятельности в пределах речной системы и ее водосбора.

# ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ МАТЕРИКОВ

---

---

Из-за очень большого размера Евразийского материка (его площадь 54 млн. км<sup>2</sup>, т.е. 1/3 всей поверхности суши) в монографии «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» его территория разделена на две традиционные части света — Европу и Азию и все составляющие водного баланса подсчитаны отдельно для каждой из них. В соответствии с этим гидрологические циклы Европы и Азии здесь также рассматриваются раздельно.

## Глава 4

### ГИДРОЛОГИЯ ЕВРОПЫ

#### 4.1. Географические особенности формирования структуры гидрологического цикла

Площадь Европы составляет 10,5 млн км<sup>2</sup>, 93 % которой — ее континентальная часть и 7 % — относящиеся к ней острова (Британские, Исландия и др.). Восточная половина континентальной территории принадлежит России и странам СНГ, другую половину занимают западноевропейские страны и страны Центральной Европы. Плотность населения в Европе очень велика — в среднем более 60 чел/км<sup>2</sup> (наибольшая по сравнению с другими континентами), более 50 городов с пригородами имеют население свыше 1 млн жителей. Поэтому антропогенное воздействие на структуру водного баланса территории Европы, на водный режим рек и озер, на качество воды в них особенно значительно.

Интенсивность водооборота в европейском гидрологическом цикле определяется прежде всего положением большей части территории Европы в умеренном поясе и ее орографическими осо-

бенностями. Во-первых, ее сравнительно малая площадь и очень сильная изрезанность морского побережья из-за глубоко вдающихся в сушу морей — Северного с Балтийским и Средиземного с Мраморным, Черным и Азовским — определяют глубокое проникновение на восток влагонасыщенных атлантических воздушных масс. Длина береговой линии континентальной Европы 38 тыс. км. При этом ее удельная длина, равная 3,8 км/тыс. км<sup>2</sup>, вдвое больше, чем для всей суши в целом (1,8 км/тыс. км<sup>2</sup>).

Во-вторых, из-за преобладания на территории Северной и Восточной Европы низменных равнин с крупнейшей в мире по площади озерной котловиной Каспия (> 420 тыс. км<sup>2</sup>) ее средняя высота составляет всего 300 м. Большинство горных систем вытянуты в квазиширотном направлении и имеют сравнительно небольшую высоту (2—3 тыс. м) по сравнению с толщиной нижнего 5-километрового слоя тропосферы, в котором переносится 90 % атмосферной воды. Лишь отдельные пики имеют несколько большую высоту: в Пиринеях (пик Ането 3404 м и др.), в Андалузских горах (Муласен 3478 м), в Альпах (Монблан 4807 м и др.), на Кавказе (Эльбрус 5642 м и др.). Поэтому горы Европы не оказывают сильного влияния на трансформацию влагонасыщенных воздушных масс в масштабе всего континента, хотя и определяют локальные очаги усиления или, наоборот, ослабления процесса осадкообразования.

Для Европы характерно перемещение воздушных масс с запада на восток под влиянием взаимодействия Азорского максимума и Исландского минимума атмосферного давления. Поэтому над территорией Европы во все сезоны преобладает западный перенос атлантических воздушных масс. Средняя скорость переноса воздушных масс в теплую часть года составляет 8 м/с, в холодную 10 м/с, что примерно в 3—4 раза больше, чем средняя зональная скорость переноса водяного пара в атмосфере (2,5 м/с). *Влагосодержание воздушных масс* (эквивалентно слою воды, сконденсированной из влаги, находящейся в столбе тропосферы высотой до 7 км) в среднем за год над континентальной Европой равно 15 мм. Влагосодержание воздушных масс, поступающих с субтропической Атлантики и ее Средиземного моря в течение теплого периода года, составляет 18 мм, вдвое меньше влагосодержания этих воздушных масс в холодную часть года.

Особенно низка влажность (по сравнению с атлантическими воздушными массами) арктических воздушных масс, которые нередко в холодную часть года вторгаются с Северного Ледовитого океана на территорию Европы. Тогда резко усиливаются морозы, а весной из-за относительной сухости воздуха увеличивается испарение во время снеготаяния и так называемого майского возврата холодов, характерных для климата Восточной Европы. В последние два десятилетия число таких вторжений резко сократилось, и зима стала заметно теплее.

Участившееся вторжение атлантических циклонов привело в последнее 20-летие к увеличению летних и осенних осадков, к сокращению морозного периода и запаса воды в снежном покрове и вследствие этого объема половодья на реках Восточной Европы.

Таким образом, на количество влаги в атмосфере северных и центральных регионов Европы основное влияние оказывает адвекция атлантических воздушных масс. Только в средиземноморских регионах, расположенных на Пиренейском, Апеннинском и Балканском полуостровах, в увлажнении воздушных масс заметна роль местного испарения, увеличивающего долю континентальных конвективных атмосферных осадков.

Преобладание в Европе циклонической облачной погоды снижает интенсивность солнечной радиации до 60—75 % ее астрономически возможной величины в течение всего года. Только на юге, в наиболее засушливом климате Пиренейского полуострова, фактическая радиация приближается к астрономически возможной ее величине.

Структура годового водного баланса каждого материка сложна, так как включает 12 составляющих, характеризующих интенсивность как его внешнего водообмена с Мировым океаном, так и внутриматерикового гидрологического цикла:

$A$  — адвекция воды с воздушными массами на материк;

$P_A$  — адвективные осадки, выпавшие на материк из атмосферы;

$A_T$  — адвективная влага, пронесенная транзитом над материком воздушными массами ( $A_T = A - P_A$ );

$E$  — испарение с материка, включая потери стока в гидрографической сети на формирование подземного стока  $E = E_T + P_E + Q_{\text{п}}$ ;

$E_T$  — водяной пар материкового происхождения в трансформированных над континентом воздушных массах в составе транзитного потока влаги;

$Q_A$  — атмосферный сток влаги с континента в составе выносимых с него воздушных масс;

$P_E$  — местные атмосферные осадки из влаги, испарившейся с данного континента;

$P$  — атмосферные осадки на материк  $P = P_A + P_E$ ;

$Q$  — сток, сформированный на материке  $Q = Q_R + Q_{\text{п}}$ ;

$Q_R$  — речной сток с материка в Мировой океан;

$Q_{\text{п}}$  — подземный сток с материка в Мировой океан в виде субмаринных источников;

$N$  — невязка водного баланса из-за погрешностей оценки вышеуказанных 11 составляющих водного баланса материка, невязка внешнего водообмена  $N_A = A - Q_A - Q$ , а невязка водного баланса  $N = P - E - Q$ .

Относительные величины невязок даются в % приходной составляющей баланса.

Оценка атмосферного влагообмена была выполнена только для крупных континентальных территорий с использованием данных аэрологического зондирования, а составляющих водного баланса суши как с материков, так и с прилежащих островов [9]. Здесь величины подземного стока  $Q_{\Pi}$  приводятся для всех материков по данным [5].

Интенсивность внешнего и внутреннего водообмена материка тесно связаны между собой несколькими общими составляющими водного баланса, что видно из системы балансовых уравнений, описывающих эти процессы:

$$\begin{cases} Q_A = A_T + E_T = A - P_A + E_T; \\ Q_R = P - E - Q_{\Pi} = P_A + P_E - (E_T + P_E + Q_{\Pi}). \end{cases}$$

По расчетам водного баланса Европы, осредненного за многолетний период, на ее континентальную территорию поступает с воздушными массами в среднем более 10 тыс. км<sup>3</sup>/год влаги океанического происхождения. Почти половина ее проходит транзитом над территорией Европы, а 5,3 тыс. км<sup>3</sup>/год выпадает в виде адвективных океанических осадков (табл. 4.1).

Испарение влаги составляет почти 5 тыс. км<sup>3</sup>/год. Благодаря ее частичной конденсации образуются местные осадки (более

Таблица 4.1

Структура гидрологического цикла Европы, тыс. км<sup>3</sup>/год

Составляющие влагооборота	На континенте	На континенте с островами
Адвекция влаги с воздушными массами	10,10	—
Транзит влаги с воздушными массами	4,80	—
Адвективные атмосферные осадки	5,31	—
Испарение, включая потери стока в гидросети	4,68	4,94
Вклад испарения в транзит влаги	2,50	—
Атмосферный сток	7,30	—
Вклад испарения в осадки	2,18	—
Суммарные осадки	7,54	8,29
Сформированный речной сток	2,73	3,21
Речной сток в Мировой океан	2,36	2,85
Подземный сток в Мировой океан	0,17	—

2 тыс. км<sup>3</sup>/год), остальная часть водяных паров вовлекается в транзитный поток влаги, вследствие чего атмосферный сток с территории Европы достигает 7,3 тыс. км<sup>3</sup>/год.

Суммарное количество осадков (океанического и местного происхождения) составляет на континенте более 7,5 тыс. км<sup>3</sup>/год. Более 4 % атмосферных осадков стекает в самой большой в Европе области внутреннего стока (бассейн Каспия, составляющий 22 % площади континентальной Европы), где и испаряется. Общий речной сток с территории Европы в Мировой океан составляет 2,9 тыс. км<sup>3</sup>/год. Еще около 0,2 тыс. км<sup>3</sup>/год стекает с континента подземным путем непосредственно в моря, окружающие Европу. Невязки внешнего водообмена и внутриконтинентального цикла (4,3 и 1,8 % соответственно) невелики благодаря сравнительно большой продолжительности гидрометеорологических наблюдений на достаточно плотной сети метеорологических станций и гидрометрических створов.

Таким образом, основные особенности европейского гидрологического цикла следующие:

- в нем настолько велика доля атмосферного стока (более 70 % поступающей с Мирового океана влаги), что он втрое превышает речной сток;

- очень мал вклад местного испарения в осадки (< 30 %), что свидетельствует о слабо развитом внутриконтинентальном влагообороте;

- заметную роль в этом влагообороте играет каспийская область внутреннего стока, на территорию которой выпадает 15 % суммарной величины осадков, сток с которой составляет 10 %, а испарение с акватории Каспия на 7 % увеличивает испарение с остальной поверхности Европы.

## 4.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих

Структура осредненного за многолетний период водного баланса территории Европы (с островами) включает, мм/год:

осадки .....	789 (800)
испарение .....	470 (485)
сток .....	306 (315)

Это соответствует среднему модулю стока 9,7 л/(с · км<sup>2</sup>) при коэффициенте стока 0,39 (0,40). Для сравнения в скобках приведены средние значения составляющих водного баланса всей суши. Сопоставление показывает, что отличие удельных значений характеристик европейского водного баланса от среднемировых не пре-

вышает 3 %, т.е. практически совпадает с осредненными их значениями для всей суши.

**Атмосферные осадки.** Для Европы характерна сравнительно малая пространственная изменчивость среднего за многолетний период слоя осадков: от 3500 мм/год на западе Норвегии и юго-востоке Исландии до 300 мм/год в полярной Прикаспийской пустыне. Количество атмосферных осадков постепенно уменьшается с северо-запада на юго-восток, а на европейских равнинах от 800—1000 мм/год на западе Франции до 600—700 мм/год на востоке бассейнов Печоры и Камы.

В горах с высотой количество осадков увеличивается — до 2000 мм/год в Западных Пиренеях, до 5900 мм/год на метеостанции Зоннблик, расположенной на высоте 3100 м в Австрийских Альпах, 1600—2000 мм/год на хребтах Динара, Карпат и более 1600 мм/год на Кавказе в верховьях бассейна Кубани.

На северо-востоке Европы половину годового количества составляют твердые осадки, их доля постепенно снижается в юго-западном направлении вплоть до 40° с.ш.

Внутригодовое распределение суммарных месячных осадков наиболее равномерно в полосе, пересекающей Европу с северо-запада на юг-восток — от Восточной Шотландии и Ирландии через Восточную Францию, Бельгию и Данию, Швейцарию, Северную Италию, Хорватию, Боснию и Герцеговину, Болгарию до юга Украины и России. К северо-востоку от этой полосы преимущественны осадки в теплую половину года. К западу и юго-западу от нее преобладание осадков в холодную часть года увеличивается с севера на юг, где на полуостровах и островах Средиземного моря особенно четко выражены засушливое лето и дождливая зима.

**Испарение.** Распределение среднего за многолетний период годового слоя испарения с территории Европы еще менее контрастно, чем осадков, поскольку его диапазон составляет всего 300—800 мм/год. Минимальна величина испарения к северу от 60° с.ш. из-за малости тепловых ресурсов (испаряемость здесь менее 400 мм/год) и в Прикаспийской низменности, где испаряется вся влага атмосферных осадков. На равнинах Западной, Центральной и Восточной Европы испарение постепенно снижается в восточном направлении с 600 до 400 мм/год. В предгорьях Пиренеев и Альп испарение возрастает с высотой до 800 мм/год, в предгорьях Динары и Карпат — до 600—700 мм/год и до 500 мм/год на северном склоне Большого Кавказа. На средиземноморском юге Западной Европы, Балканском полуострове, юге Украины и в бассейне Кубани оно составляет 400—600 мм/год, что соответствует приблизительно 30—50 % испаряемости из-за недостатка водных ресурсов в почвенно-растительном покрове для большего испарения.

Внутригодовое распределение испарения наиболее неравномерно на севере и северо-востоке Европы с максимумом в июне —

июле, когда испаряется более 50 % годовой величины. К югу и юго-западу островершинность внутригодового распределения испарения уменьшается вследствие сокращения продолжительности зимнего периода и увеличения тепловых ресурсов в весенний сезон. Для средиземноморских полуостровов и островов характерна двухвершинность внутригодового испарения с более четко выраженным максимумом весной. После зимних осадков почвенный покров еще достаточно хорошо увлажнен, и с увеличением солнечной радиации быстро возрастает и интенсивность испарения. Летом оно уменьшается из-за истощения водных ресурсов в почвенном покрове и снова несколько возрастает, когда начинаются осенние дожди.

**Речной сток.** Пространственное распределение среднего за многолетний период годового слоя стока значительно более изменчиво и контрастно, чем слоя осадков и тем более испарения. Наиболее велик слой стока на юге Исландии (более 4000 мм/год), вдвое он меньше на северо-западных склонах Скандинавских гор, в истоках альпийских рек (более 2000 мм/год). Еще вдвое меньше слой стока (более 1000 мм/год) в верховьях Кубани и ее самых крупных притоков, а также левых притоков Терека, и рек, стекающих на запад с гор острова Великобритания, с Пиренеев в бассейнах Гаронны, Адура и Эбро, с Динарских гор, южных склонов Карпат и западных склонов Северного Урала, более 600 мм/год в горах Крыма. Почти во всех перечисленных частях речных бассейнов коэффициент стока в 1,5—2 раза больше среднего значения для всей суши (более 0,6—0,8) из-за быстрого весенне-летнего снеготаяния и ливневого стока с малых горных водосборов, характеризующихся большими уклонами рельефа и малыми потерями на испарение.

На равнинах Европы четко выражена зональность распределения слоя стока:

- в зонах тундр и лесотундр 350—600 мм/год при коэффициенте стока  $\eta > 0,5$  с преимущественно мерзлых грунтов;
- в зонах хвойных и смешанных лесов 250—350 мм/год при  $\eta = 0,3—0,5$ ;
- в зонах широколиственных лесов Западной и Центральной Европы и лесостепной Восточной Европы 150—250 мм/год при  $\eta = 0,2—0,3$ , в то время как в лесостепной Среднедунайской низменности всего 20—100 мм/год при  $\eta = 0,05—0,1$ ;
- в степной зоне Нижнедунайской равнины, Украины, Крыма и России 10—100 мм/год при  $\eta = 0,05—0,1$ ;
- в пустынной зоне Прикаспийской низменности 3—10 мм/год при  $\eta = 0,01—0,05$ .

Из-за сложного рельефа полуостровов и островов Южной Европы распределение стока там мозаично. Малые его значения характерны для подветренных восточных склонов плоскогорий и горных хребтов



и в десятки раз больший слой стока на наветренных западных вследствие неравномерности не только количества атмосферных осадков, но и значений коэффициента стока. Так на Пиренейском полуострове диапазон изменения слоя стока достигает 10—1000 мм/год при  $\eta = 0,05—0,6$ , на Апеннинском — 200—1200 мм/год при  $\eta = 0,3—0,6$  и на Балканском — 30—1200 мм/год при  $\eta = 0,2—0,6$ .

**Водообеспеченность территории.** Приблизительно половина территории Европы, расположенная преимущественно между параллелями 45—55° с.ш., имеет благоприятные гидроклиматические условия для сельскохозяйственного производства. В этой широтной полосе избыток водных ресурсов водосборов почти всюду не превышает +200 мм/год (за исключением более увлажненной западной части Британских островов, низовьев бассейнов Рейна и Эльбы, Ютландии и Альп), а дефицит водных ресурсов составляет не более -200 мм/год. Но в пределах степной зоны Восточно-Европейской равнины дефицит возрастает до -400 мм/год, а на Черноморском ее побережье, в Северном Крыму и Прикаспийской низменности — до -600 мм/год и более.

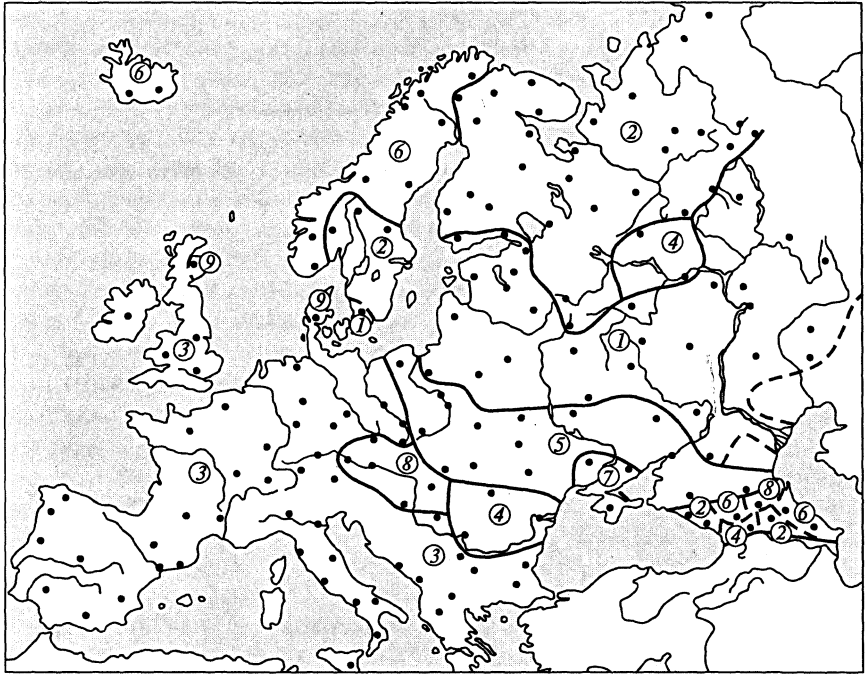
К северу от этой широтной полосы избыток водных ресурсов на равнинах не превышает 400 мм/год. Сильнее он выражен в горах, особенно в Скандинавии и на ее северо-западном побережье (более 1500—2000 мм/год), в Шотландии (более 1000 мм/год) и Исландии (до 800 мм/год).

Южнее 45° с.ш. наиболее контрастно изменение водообеспеченности на территории Пиренейского полуострова, где она понижается с северо-запада на юго-восток от +600 мм/год до -1000 мм/год. Несколько менее контрастно подобное снижение на юго-восток наблюдается и в южной части Балканского полуострова — от 600 на Динарском нагорье до -600...-800 мм/год на востоке полуострова Пелопоннес. Такой же дефицит водных ресурсов и на юго-востоке Апеннинского полуострова, на островах Средиземного моря.

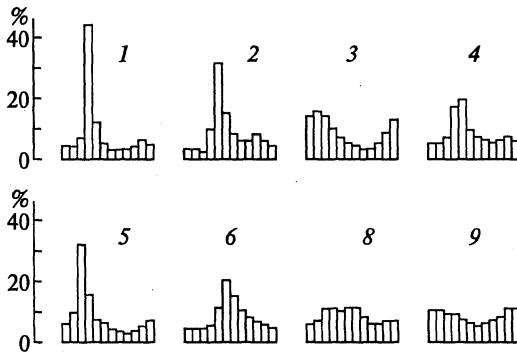
### 4.3. Региональные особенности речного стока

Многолетняя изменчивость суммарного речного стока с Европы невелика — коэффициент вариации годовых величин стока  $C_v$  равен 0,09, т. е. их отклонения от среднего значения годового стока за многолетний период составляют в среднем около  $\pm 10\%$  его величины.  $C_v$  стока в Каспий вдвое больше. С начала 20-х годов XX в. наблюдался на большинстве крупных европейских рек многоводный период, сменившийся в середине 30-х годов на вдвое более продолжительный маловодный период. В последнюю четверть века водность восточноевропейских рек возрастала.

В пределах Европы выделено 9 гидрологических районов (рис. 4.1) на основе разработанного В. А. Жуком статистического



*a*



*b*

Рис. 4.1. Районирование Европы по внутригодовому распределению стока рек (В.А.Жук, К.Ф.Ретеюм, Л.П.Чуткина, 1983):

*a* — сеть учетных 168 пунктов наблюдений (показаны точками) и границы районов (1—9); *b* — осредненные гидрографы в пределах районов (1—6, 8, 9).

Месячные доли стока (% годовой его величины) показаны столбиками с января по декабрь

регрессионно-кластерного анализа 168 гидрографов, представленных в Атласе МВБ [17] на карте внутригодового распределения стока рек Европы. Затем осреднением месячных долей годового стока для всех показанных на карте пунктов в каждом районе были получены гидрографы, типичные для зональных рек соответствующего района.

1. Восточноевропейский район объединяет территорию от юга Скандинавского полуострова через Прибалтику, Средне-Русскую и Приволжскую возвышенности до Среднего и Южного Предуралья, где реки имеют четко выраженное весеннее половодье с максимальным стоком в апреле, что соответствует типу речного режима SxPy, по классификации М. И. Львовича. Среднее значение коэффициента естественной зарегулированности  $\varphi = 43\%$  показывает долю базисного стока этих рек в годовом его объеме. Для них характерна более низкая летняя межень по сравнению с зимним стоком в период ледостава. В зональных реках этого гидрологического района в многоводные фазы стока мутность РВМ малая, так как при плоском рельефе низменностей Прибалтики, Полесья, широком распространении болот и лесов модуль стока наносов равен  $2 - 5 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ . На склонах возвышенностей, где он возрастает местами до  $200 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$  [8], содержание взвесей в РВМ в половодье и высокие паводки может достигать средних значений ( $500 \text{ г}/\text{м}^3$  и более), но в летнюю межень и особенно в морозные зимы вода в реках очень прозрачна.

2. Североевропейский район вытянут на северо-восток от центра Скандинавского полуострова через Балтийский щит и Большеземельскую тундру до Северного Предуралья. Здесь реки имеют более позднее и растянутое половодье (Sxpy) и среднее значение  $\varphi = 45\%$ . В отличие от первого района на северных реках зимняя межень глубже летней и продолжается до начала апреля, а пик половодья обычен в мае. Эрозионные процессы здесь проявляются очень слабо и модуль стока наносов не больше  $1 - 2 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ . В короткое лето почву от размыва предохраняют сплошной растительный покров, заболоченность, очаги мерзлоты. В горных районах значения  $m_n$  в  $10 - 15$  раз больше, однако это не вызывает заметного увеличения мутности рек из-за того, что многие из них регулируются распространёнными здесь озерами и озёрками. Поэтому в большинстве северных рек РВМ очень прозрачны, но при этом имеют высокую окисляемость и цветность из-за растворенных гуминовых веществ.

3. Западноевропейский район наиболее обширен — от Британских островов и Северогерманской низменности до Гибралтарского пролива, средиземноморских островов и берегов Мраморного и Эгейского морей. В нем реки имеют зимнее, еще более растянутое и преимущественно дождевое половодье (Rxhy) со средним значением  $\varphi = 34\%$ . Многоводная фаза стока длится здесь с декабря по март и формируется жидкими и быстро тающими

твердыми осадками, образующими частые паводки нередко с налагающимися волнами. В многоводные зимы они приводят к наводнениям в широких долинах практически не замерзающих равнинных рек этого обширного гидрологического района. Модуль стока наносов в их бассейнах изменяется в пределах 5—20 т/(км<sup>2</sup>·год), поэтому мутность РВМ невелика, а в летнюю межень вода прозрачна. В южной Европе, где распространены виноградарство и садоводство, эрозия несколько больше — 20—50 т/(км<sup>2</sup>·год).

На возвышенностях, в предгорьях и на горных склонах формируется особенно интенсивный паводковый сток, сильно увеличивающий модуль стока наносов. Наиболее велик он на юге Европы. Значения  $m_n$  в центре и на севере Пиренейского полуострова, где много эродированных пашен, составляют 100—200 т/(км<sup>2</sup>·год), а в предгорьях 500 т/(км<sup>2</sup>·год). В предгорьях южного склона Альп и в горах Апеннинского полуострова величина  $m_n$  особенно велика — до 1000, а местами даже до 2000 т/(км<sup>2</sup>·год). Зимние паводки в речной системе По вызывают наводнения, оставляющие толстый слой отложений на затопляемой территории.

Летний минимум стока в июле—августе в западноевропейском районе наиболее сильно выражен на средиземноморских полуостровах и островах, где максимален дефицит водообеспеченности речных водосборов, и дренирующие их реки в летний засушливый период пересыхают. Такие реки, на юге Апеннинского полуострова называемые «фиумары», имеют обычно широкое, заполненное каменистыми наносами почти совершенно сухое русло, которое во время интенсивных ливней заполняется мощным потоком очень мутной воды [8].

4. Нижнедунайский район с Карпатами, в котором Дунай и его притоки имеют распластанное весенне-летнее преимущественно дождевое половодье (Rхру). В эту фазу стока и в частые дождевые летне-осенние паводки РВМ характеризуются повышенной мутностью. Наиболее велика она на склонах Карпат, где модуль стока наносов более 500 т/(км<sup>2</sup>·год). Но и на остальной территории этого гидрологического района  $m_n = 100—200$  т/(км<sup>2</sup>·год), что связано не только с пересеченным рельефом, но и с активным сельскохозяйственным использованием земель на склонах предгорий.

Подобные по форме гидрографы имеют и реки южной части Верхневолжской провинции Нечерноземного центра Восточно-Европейской равнины (Sхру), отличающиеся, как и реки Нижнедунайского района, сильной естественной гидрографической зарегулированностью стока (среднее значение  $\varphi = 53\%$ ). В условиях низменных плоских озерно-ледниковых равнин южно-таежной подзоны сток наносов в 50 раз меньше, чем в низовьях Дунайского бассейна.

5. Срединно-европейский район вытянут на юго-восток от южного побережья Балтики через Подольскую и Приднепровскую

возвышенности, Донецкий кряж до Ставропольской возвышенности. Его реки имеют ранневесеннее снегово-дождевое половодье с максимумом стока в марте ( $sxPy$ ) при средней зарегулированности стока ( $\varphi = 43\%$ ). Межень четко выражена в августе — октябре. В этом гидрологическом районе интенсивность эрозии почв увеличивается от  $m_n < 10$  т/(км<sup>2</sup>·год) в Поморском и Мазурском озере до 20 т/(км<sup>2</sup>·год) в предгорьях Восточных Карпат. В степных районах Приднепровской низменности и полого-холмистых возвышенностей Восточно-Европейской равнины, где территория черноземов распахана на 80—85%, модуль стока наносов варьирует от 1 до 50 т/(км<sup>2</sup>·год) в зависимости от пересеченности рельефа речных водосборов.

6. Исландско-Скандинавский район, в котором рекам свойственно растянутое летнее ледниково-снежно-дождевое половодье, т. е. кавказский, по М. И. Львовичу, внепоясной тип водного режима ( $gxey$ ). В этом гидрологическом районе распространены озерно-речные системы, в которых сравнительно короткие реки полноводны, с чередованием участков спокойного в зонах подпора и бурного течения на порогах и водопадах. Эрозия на водосборах выражена слабо —  $m_n = 2—5$  т/(км<sup>2</sup>·год), поэтому РВМ прозрачны, а в заболоченных низменностях, кроме того, и высокоцветны. Локальное увеличение модуля стока наносов до  $> 20$  т/(км<sup>2</sup>·год) на южных склонах Скандинавских гор — следствие сочетания интенсивного водного стока и развитого здесь пастбищного животноводства [8].

С подобным внутригодовым распределением стока и реки в бассейне Терека (см. рис. 4.1), но в отличие от скандинавских рек они имеют очень мутную воду в многогодные фазы стока, так как среднегодовые значения  $m_n$  достигают здесь 500—2000 т/(км<sup>2</sup>·год).

У рек обоих подрайонов среднее значение коэффициента естественной зарегулированности  $\varphi = 43\%$ .

7. Причерноморский район, где реки Причерноморской низменности отличаются зимним снежно-дождевым бурным половодьем с пиком в феврале и спадом в марте ( $sxhy$ ) и имеют среднее значение  $\varphi = 47\%$ . Формирование стока наносов сходно с реками расположенной к северу территории Срединно-европейского гидрологического района.

8. Центральноевропейский район, где Дунай в среднем течении и его притоки полноводны весь год и имеют слабо выраженное повышение весенне-летнего стока ( $sxpy$ ) при среднем значении  $\varphi = 46\%$ .

9. Североморский район, в котором шотландские и ютландские реки бассейна Северного моря также полноводны в течение всего года, но имеют слабовыраженное повышение зимнего стока ( $gxhy$ ) при несколько меньшем базисном стоке — среднее значение  $\varphi = 40\%$ .

Наиболее неравномерен внутригодовой режим рек в Прикаспийской низменности, где годовой сток проходит в течение 1—3 весенних месяцев, после чего реки пересыхают (граница этого подрайона на рис. 4.1 показана пунктиром).

#### 4.4. Трансформация водного режима полизональных рек

Многие речные системы Европы берут свое начало в высокогорьях Альпийского пояса и полизональны. Примером зональной и азональной естественной трансформации водного режима таких европейских рек служит крупнейшая из них — р. Рейн (рис. 4.2).

Гидрограф Верхнего Рейна (местное его название Передовой Рейн) в створе I (Шмуттер), расположенном в 11 км от места впадения реки в Боденское озеро, характеризует приток в него главной РВМ. Расход воды здесь с конца зимней межени увеличивается по мере подъема в горы фронта весеннего снеготаяния и достигает максимума в июне, что свидетельствует о преимущественно снеговом питании реки на подъеме летнего половодья и о преобладающем ледниковом питании во время его спада в летние месяцы. Благодаря этому сток Верхнего Рейна имеет среднюю естественную зарегулированность ( $\varphi = 33\%$ ) при почти 8-кратном превышении максимальным среднемесячным расходом его минимального значения в феврале.

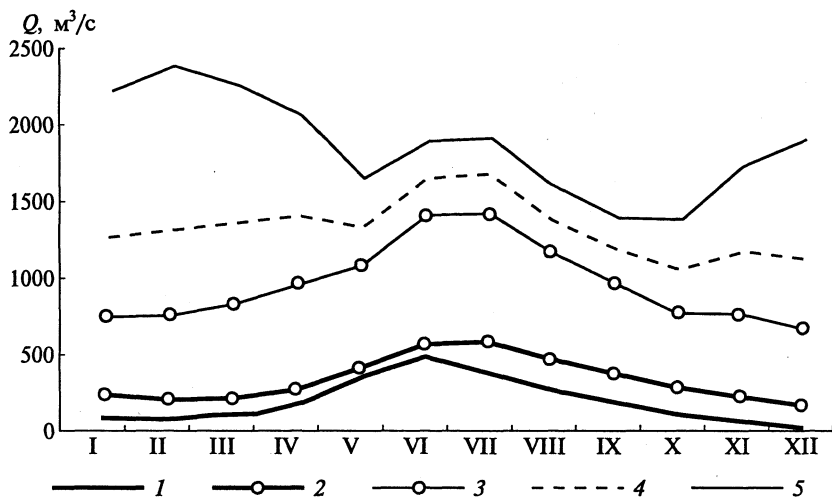


Рис. 4.2. Внутригодовые колебания среднемесячных расходов воды, осредненных за 1936—1955 гг. (W. Eschweiler, 1959), в створах Шмуттер (1), Ноль (2), Рейнфельден (3), Вормс (4) и Андернах (5)

Сравнивая на рис. 4.2 гидрографы в створе 2 (он расположен в 25 км от истока Рейна из озера) и в створе 1, можно оценить азональную естественную трансформацию стока Рейна в котловине Боденского озера. Она проявляется, во-первых, в 1,5-кратном увеличении среднего годового водного стока и, во-вторых, в сглаживании внутригодовых его колебаний за счет увеличения стока преимущественно в летний, осенний и особенно в зимний сезон. Среднее многолетнее значение стока реки возрастает с 7,2 до 11,8 км<sup>3</sup>/год. Но столь большое увеличение стока воды из озера за счет притока в него десятка малых рек с суммарной площадью водосбора втрое меньшей, чем бассейн Верхнего Рейна, и вследствие превышения слоя осадков над слоем испарения с его акватории представляется маловероятным. Так, судя по карте водообеспеченности Европы в Атласе МВБ [17], величина видимого испарения с Боденского озера, равная  $x - z_0$ , составляет 400 мм/год, поскольку таково значение изолинии избытка водных ресурсов, пересекающей изображенную на этой карте поверхность озера. Ее площадь равна 539 км<sup>2</sup>, следовательно, увеличение стока за счет видимого испарения составляет всего 0,2 км<sup>3</sup>/год.

Более значимой причиной увеличения стока Рейна из котловины Боденского озера служит исключительно интенсивное питание подземными водами рек, стекающих в озеро с южных склонов возвышенности Швабского Альба. Она служит водоразделом бассейнов Верхнего Дуная и Боденского озера и сложена трещиноватыми юрскими известняками. В этом районе средний годовой сток Дуная уменьшается в 2,3 раза вследствие фильтрации воды из его русла в карстовые полости. Накапливающиеся в них подземные воды выклиниваются многочисленными источниками с большим дебитом и стекают в озеро. На одной из таких рек, например, имеется гидрометрический створ с площадью водосбора 9,5 км<sup>2</sup>, где среднегодовой расход составляет 8,9 м<sup>3</sup>/с (Р. Келлер, 1965). Рассчитываемый для него среднегодовой модуль водного стока получается необычайно большим — 937 л/(с · км<sup>2</sup>) из-за почти исключительно подземного питания этой речки с территории гораздо большей поверхностного водосбора. Таким образом, трансформация водного стока Рейна в котловине Боденского озера — следствие сочетания двух азональных факторов: гидрогеологического и гидрографического, увеличивающих долю базисного стока Рейна до  $\phi = 41\%$ .

Следующий створ 3 на Рейне расположен ниже впадения в него р. Ааре, водоносность которой в 1,5 раза больше принимающего ее воды Рейна. Очень разветвленная речная система р. Ааре, как и Верхний Рейн, питается стоком со снежников и ледников северо-западных склонов Альп, трансформирующимся в горных озерах (Бриенцское, Тунское, Невшательское, Фирвальдштетское, Цюрихское и др.). Поэтому форма гидрографа в створе 3 практически

та же, что в створе 2, хотя расход воды в Рейне утраивается, а базисный сток возрастает до 48 % при всего двукратном различии среднемесячных экстремальных расходов воды.

У г. Базеля, в 18 км ниже створа 3, Рейн выходит из Альп в Верхне-Рейнскую низменность. Таким образом, в альпийском очаге формирования стока речная система Рейна собирает лишь 1/3 (более 32 км<sup>3</sup>/год) своих водных ресурсов и имеет летнее половодье и зимнюю межень, различия которых сглажены обильным подземным питанием и озерным регулированием стока.

Постепенно увеличивающаяся зональная трансформация внутригодового распределения стока Рейна, пересекающего с юга на север зону широколиственных лесов умеренного пояса, видна на рис. 4.2 по все более нарастающим среднемесячным расходам воды в холодную часть года. Так, в створе 4, расположенном ниже устья правобережного притока р. Неккар, летний сток, по сравнению со створом 3, увеличился на 16—18 %, тогда как зимний — на 75 %.

Наконец, в створе 5, расположенном ниже устьев правобережного притока Майна и левобережного притока Мозеля, формирующих типично зональный режим стока на плоскогорьях Баварии и Лотарингии, водный режим окончательно преобразуется в зональный, свойственный большинству западноевропейских равнинных рек. Здесь уже четко выражен зимний дождевой максимум стока, в 1,5 раза превышающий минимальный месячный расход в первые месяцы осени. Этот сдвиг межени на 1—1,5 месяца из-за относительно небольшого (на 20—30 %) увеличения летнего стока — остающийся в водном режиме следы снего-ледникового питания Рейна в очаге формирования его стока. Увеличившаяся внутригодовая неравномерность привела к снижению доли базисного стока в годовом его объеме до 35 %, практически совпадающей со средним значением коэффициента  $\varphi = 34 \%$  для всего западноевропейского гидрологического района.

Средний годовой сток Рейна в створе 5, где практически завершается зональная трансформация его водного режима, составляет около 62 км<sup>3</sup>/год (Р. Келлер, 1965). Он увеличился примерно в 2 раза по сравнению с его значением в очаге формирования (створ 3) вследствие бокового притока с водосборов, расположенных в обширной и увлажненной зоне широколиственных лесов.

#### **4.5. Водные ресурсы и их хозяйственное преобразование**

Наибольший запас ультрапресной воды в пределах Европы сосредоточен в покровных ледниках островов — 20,6 тыс. км<sup>3</sup>, из которых 18 % в Исландии, 33 % на Шпицбергене, 10 % на Земле



Франца-Иосифа и 39 % на Новой Земле. Ледниковый сток в виде айсбергов с этих островов менее  $50 \text{ км}^3/\text{год}$ . Таким образом, время возобновления этих запасов воды больше 400 лет, а следовательно, это — типично статические (вековые), медленно возобновляющиеся водные ресурсы. Еще  $0,47 \text{ тыс. км}^3$  водных ресурсов [18] содержится в преимущественно горно-долинных ледниках континентальной Европы, 58 % объема которых — в Скандинавских горах, 26 % в Альпах и 16 % на Большом Кавказе.

**Водные ресурсы озер.** Они включают около  $80 \text{ тыс. км}^3$  солоноватых вод Каспия (с соленостью от 12 ‰ в его северной части до 17 ‰ в южной) и более  $2 \text{ тыс. км}^3$  в почти 300 наиболее крупных пресноводных озерах.

Котловина Каспия представляет собой по площади и объему крупнейшую в мире криптодепрессию глубиной около 1050 м, в которой происходят вековые колебания уровня воды на протяжении многих тысячелетий. С начала инструментальных наблюдений за уровнем (1837 г.) наивысшей отметки он достигал в 1903 г. ( $-25,55 \text{ м}$ ), при которой Каспий имел площадь  $410 \text{ тыс. км}^2$  и объем  $79,2 \text{ тыс. км}^3$ . В последующие 95 лет происходило в целом снижение уровня до отметки  $-29,0 \text{ м БС}$  (В. Н. Михайлов, 1997). К 1977 г. площадь водоема сократилась на 14 %, а его водные ресурсы на 2,3 %. С 1978 г. начался быстрый подъем уровня, сменившийся в 1996 г. медленным падением до отметки  $-27,2 \text{ м БС}$  в 2002 г., при которой площадь равна  $390 \text{ тыс. км}^2$  и объем  $78,6 \text{ тыс. км}^3$ . По расчетам его среднего многолетнего водного баланса за 1900—1982 гг., ежегодно возобновляемые (динамические) водные ресурсы Каспия составляют не более  $400 \text{ км}^3/\text{год}$ . Таким образом, 99,5 % объема воды в нем — это статические озерные ресурсы, время возобновления которых приблизительно 200 лет.

Каспий обладает громадными биологическими кормовыми ресурсами, обеспечивающими высокую рыбопродуктивность его экосистемы. По мнению биологов, именно благодаря хорошему состоянию кормовой базы сохраняется сравнительно высокая продукция осетровых, несмотря на резкое сокращение их нерестовых площадей в руслах Волги, Куры, Аракса, Сулака, Самура, Терека. В последнее 10-летие прогрессирует антропогенное эвтрофирование, в основном вследствие загрязнения западного шельфа Южного и Северного Каспия. По численности микроорганизмов более 60 % акватории водоема уже относится к эвтрофной категории морских вод. Поэтому проектируемое сильное расширение добычи и транспортировки нефти на Каспии создает очень серьезную угрозу экологическому благополучию самого крупного в мире ареала ценнейших осетровых рыб.

Более 60 % пресноводных озерных ресурсов сосредоточено в системе Великих озер Европы, к которым С. В. Калесник (1968) отнес Ладожское с объемом  $908 \text{ км}^3$ , Онежское ( $280 \text{ км}^3$ ), Сайма

(36 км<sup>3</sup>), Псковско-Чудское (24 км<sup>3</sup>) и Ильмень (12 км<sup>3</sup>). Эта гидрографическая система в 20 раз меньше по водным ресурсам, чем система Великих озер в Северной Америке. Они сходны по происхождению и гидроэкологическим особенностям озер, а также по гидрологическому режиму их сбросных рек — Невы и Св. Лаврентия.

Третье по пресноводным ресурсам озеро Европы — оз. Венерн (153 км<sup>3</sup>), четвертое — Женевское (90 км<sup>3</sup>), именуемое во Франции Леман (через него протекает одна из крупнейших альпийских рек — Рона) и пятое — оз. Веттерн (74 км<sup>3</sup>). Еще четыре европейских озера имеют объем воды приблизительно равный 50 км<sup>3</sup>. Это — самое большое в Норвегии оз. Мьеса, на границе Албании и Македонии Охридское озеро, называемое местными жителями «Македонское море», наибольшее в Италии оз. Гарда на южном склоне Альп в бассейне р. По и Боденское озеро на границе Австрии, ФРГ и Швейцарии.

Перечисленные крупнейшие озера Европы — тектонического происхождения, олиготрофные с признаками антропогенного эвтрофирования, но все еще отличающиеся хорошим качеством воды, большой ее прозрачностью, наличием ценных пород рыб в составе ихтиофауны.

Остальные 10 % пресноводных озерных ресурсов рассредоточены по территории Европы в виде небольших озер. Очень многие из них образуют три озерных пояса с различным типом озер.

1. Озера Фенноскандии (к северо-западу от линии Финский залив — Онежское озеро — Белое море) преимущественно тектонические, в трещинах кристаллических пород Балтийского щита, нередко обработанных ледником. Береговая линия многих из них изрезана шхерами. Вода в них маломинерализованная, мягкая, с коричневатым оттенком из-за большого содержания гуминовых кислот. Их экосистемы, как правило, олиготрофны, с ценными породами рыб (лососевые и др.). С 70-х годов XX в. усилилось подкисление их водных масс «кислотными дождями», т. е. атмосферными жидкими и твердыми осадками с pH < 5,6 вследствие загрязнения атмосферы выбросами промышленности и ТЭС западноевропейских стран. Подкисление способствует резкому повышению в подземных и поверхностных водах содержания тяжелых металлов, с чем связывают исчезновение в 2000 озер Швеции лососевых рыб, гибель хвойных, особенно пихтовых лесов. Большинство озер Фенноскандии проточны, соединяются друг с другом короткими, часто порожистыми озерными речками.

2. Озера северного края европейских равнин от низовьев Рейна вплоть до Архангельской области. Большинство этих озер возникло в западинах отложений конечной морены нескольких стадий оледенения Европы. Моренные озера сильно отличаются от тектонических озер более плавной извилистой береговой линией,

обширными участкам неглубокой литорали ( $< 3 - 7$  м), как правило, заросшей макрофитами. Пресная вода в них имеет зеленоватый или буроватый цвет и среднюю минерализацию. Экосистемы моренных озер относятся к мезотрофному и эвтрофному типам с разнообразной ихтиофауной, но состоящей из менее ценных пород (плотва, лещ, окунь, судак), чем в олиготрофных озерах. Наибольшее скопление моренных озер среди болот, сосновых и смешанных лесов в Мекленбургском поозерье (к северо-востоку от Нижней Эльбы), в Мазурском поозерье (междуречье Вислы и Преголи), где около 2700 озер, многие из которых соединены каналами и протоками, в пределах Балтийской гряды в Литве и Латвии, на Валдайской возвышенности, к наиболее крупным из которых относятся Верхневолжские озера, Селигер и Валдайское.

3. Многочисленные большие и малые альпийские озера ледниково-тектонического, подпрудного и завального происхождения, расположенные в предгорных районах и на склонах гор Южной Европы. Они, как правило, олиготрофны, заполнены чистой, прозрачной («синей») водой, и поэтому фитобентос распространяется в их литорали иногда до глубины 20 м.

Общий сток воды из озер Европы в среднем более  $160 \text{ км}^3/\text{год}$ . Таким образом, ежегодно возобновляемые озерные ресурсы пресной воды составляют около 8 % общих водных ресурсов европейских озер (без Каспия). Остальные 92 % — это вековые запасы озерных вод, которые крайне нежелательно сокращать, учитывая особую их ценность в плотно заселенных странах как источника питьевого водоснабжения.

**Водные ресурсы рек.** Единовременный запас воды в речной сети Европы оценивается в  $80 \text{ км}^3$ , а суммарный сток речных систем равен  $2900 \text{ км}^3/\text{год}$ . Таким образом, вода в них сменяется в среднем 36 раз в год, а средний период водообмена равен примерно 10 сут.

Почти половина суммарного объема водного стока с территории всей Европы выносится в окружающие ее моря 20 крупнейшими реками. По водоносности их можно разделить на пять групп:

- I — со стоком  $> 200 \text{ км}^3/\text{год}$ : Волга (240), Дунай (201);
- II — со стоком  $\approx 100 \text{ км}^3/\text{год}$ : Печора (132), Северная Двина (109), Рейн (91), Нева (80);
- III — со стоком  $\approx 50 \text{ км}^3/\text{год}$ : Рона (55), Днепр (52), По (49);
- IV — со стоком  $\approx 30 \text{ км}^3/\text{год}$ : Висла (33), Луара (28), Дон (28), Мезень (28), Эльба (26);
- V — со стоком  $15 - 20 \text{ км}^3/\text{год}$ : Дуэро (Дору) (20), Неман (Нямунас) (20), Западная Двина (19), Эбро (18), Одер (Одра) (17), Сена (17).

Устьевые области этих рек разнообразны. Одни из них (Мезень, Эльба, Сена, Луара, Дуэро и Тахо) имеют эстуарии. Наибольший европейский эстуарий — Жиронда длиной 75 км прини-

мает сток Гаронны и Дордони. Другие реки впадают в приустьевые заливы: Западная Двина в Рижский, Неман в Куршский, Висла в Вислинский, Одер в Щецинский, Днепр в Днепровский лиман. Их биологическая продуктивность высока благодаря выносу содержащихся в речных водных массах биогенных и органических веществ. Еще больше биологическая продуктивность дельт, возникших вследствие аккумуляции в устье наносов остальных 10 крупнейших рек Европы. На поверхности их аллювиальных отложений имеется множество протоков и заросших макрофитами озер, служащих прекрасными нерестилищами и местами нагула молодежи разнообразных пород рыбы. Крупнейшие из них — Волжская дельта (11 тыс. км<sup>2</sup>) и Дунайская (5,6 тыс. км<sup>2</sup>) (В.Н. Михайлов, 1991). Более половины поверхности последней занята *плаурами* глубиной 1—4 м с дном из речного песка, покрытым слоем мягкого илистого грунта, а водная поверхность по большей части перекрыта плавучим ковром из переплетенных стеблей и корневищ тростника, камыша и других растений.

**Водные ресурсы водохранилищ.** Суммарный объем воды, накопленный в водохранилищах, составляет более 645 км<sup>3</sup> (А. Б. Авакян, В. Б. Яковлева, 1999). Это в 8 раз больше, чем единовременный запас воды в реках Европы. Следовательно, вследствие гидротехнической реконструкции речных систем их водообмен замедлен в среднем в 8 раз.

Древнейшее из ныне эксплуатируемых в Европе ирригационное водохранилище Просерпина в Эстремадуре на западе Испании создано еще во II в. до н. э. Общее число водохранилищ к концу XX в. в Европе оценивается примерно в 4,7 тыс., 47 % которых расположено в европейской части бывшего СССР. Наибольшие их водные ресурсы сосредоточены в Волжско-Камском каскаде (12 водохранилищ с суммарным объемом воды при НПУ 168 км<sup>3</sup>) и в Днепровском каскаде (6 водохранилищ с суммарным объемом 44 км<sup>3</sup>).

Общее число больших водохранилищ с объемом более 0,1 км<sup>3</sup> достигло: в Европе — 576, в том числе в России — 109, в Испании — 82, в Норвегии — 42, в Швеции — 32, в Италии — 29, во Франции — 24, в бывшей Югославии — 21. Самое большое среди европейских водохранилищ — Куйбышевское, полный объем которого *при нормальном подпорном уровне* (НПУ) 57 км<sup>3</sup>, а полезный объем 34 км<sup>3</sup>, примерно вдвое меньше Рыбинское водохранилище (25 и 17 км<sup>3</sup> соответственно). В других европейских странах таких больших долинных водохранилищ нет. Наибольший объем имеет зарегулированное гидроузлом оз. Венерн, в котором сосредоточен полезный объем, равный 7 км<sup>3</sup>. Примерно таков же объем морского опресненного рейнской водой водохранилища Эйсселмер, созданного путем отсечения от Северного моря залива Зейдер-Зе в Нидерландах.

Наиболее крупное на Дунае водохранилище долинного типа (объем  $5 \text{ км}^3$ , площадь  $320 \text{ км}^2$ ) образовано гидроузлом Джердап-I в Железных воротах, построенным совместно Румынией и Югославией в 1969—1971 гг. В 80 км ниже по течению позже построен гидроузел Джердап-II с русловым водохранилищем меньшего объема.

Ярчайшим примером роли этого каскада в регулировании стока самой крупной трансграничной европейской реки в защите от наводнений обширной долины в ее нижнем течении протяженностью около 950 км может служить срезка пика паводка в августе 2002 г. Его первая волна сформировалась в Баварии в верхнем течении Дуная (рис. 4.3). На спад этой волны в среднем течении реки (в Австрии и Словакии) наложилась после длительного проливного дождя вторая волна катастрофического паводка (высотой 6—6,5 м). Она спускалась по Дунаю до Железных ворот 12 сут со средней скоростью более  $70 \text{ км/сут}$  ( $0,7—0,9 \text{ м/с}$ ) (В. Н. Михайлов и др., 2004). Оказались затоплены пойма и расположенные в ней отдельные районы городов Регенсбурга, Пассау, Братиславы, Будапешта, исторические памятники и набережные, а также менее крупные населенные пункты и курортные зоны. Своевременно был сработан запас воды из полезного объема водохранилища Джердап-I на 2,6 м (рис. 4.3, 3). Благодаря аккумуляции в ней ядра паводка в нижнем течении Дуная уровень воды в середине августа повысился в русле в течение 2,5 декад не более чем на 3,2—3,6 м над уровнем в межень. Значит, расход воды здесь оказался намного меньше максимального в обычное половодье.

Немногом меньше Джердап-I горное водохранилище Кремаста (объем  $4,5 \text{ км}^3$ , площадь  $80 \text{ км}^2$ ) на р. Ахелоос в Греции. Это первое построенное в Европе в 1966 г. крупное водохранилище с высокой (140 м) плотиной. Из-за быстрого заполнения его ложа водой возникло спровоцированное этим землетрясение силой до 6 баллов. В дальнейшем, учитывая негативные последствия быстрого накопления воды в сейсмоопасных районах, заполнение подобных водохранилищ стали растягивать на 5—8 лет и более, провоцируя лишь слабые и потому безопасные подземные толчки, предотвращающие на долгие годы опасные землетрясения в сейсмоопасном районе.

Итак, ежегодно возобновляемые динамические водные ресурсы Европы, т. е. формирующийся на всей ее территории речной сток, оцениваются в среднем за многолетний период в  $3,21 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$ , из которых 85 % — на континенте и 15 % — на островах. Из них для целей водоснабжения пригоден лишь *базисный сток*, для Европы он равен 34 % речного стока ( $1,09 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$ ). Эта доля устойчивого стока столь значительна в Европе благодаря естественной зарегулированности поверхностного стока многочисленными болотами, озерами и карстом. Она суще-

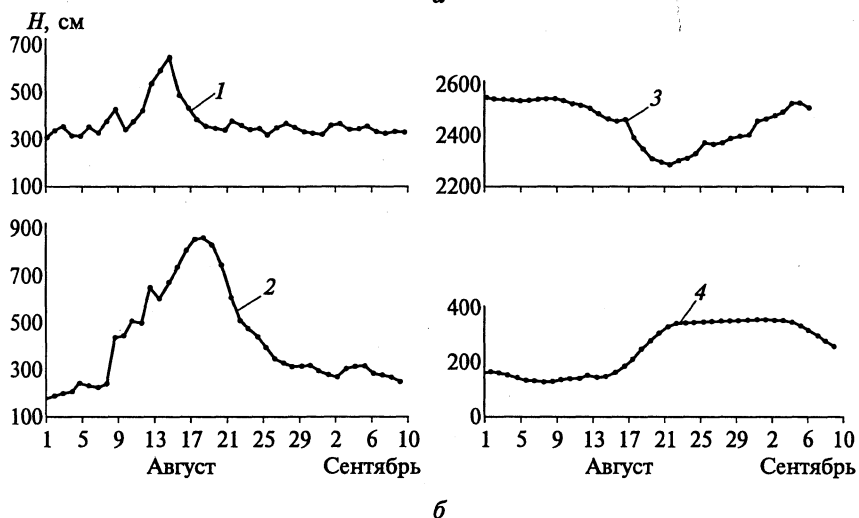
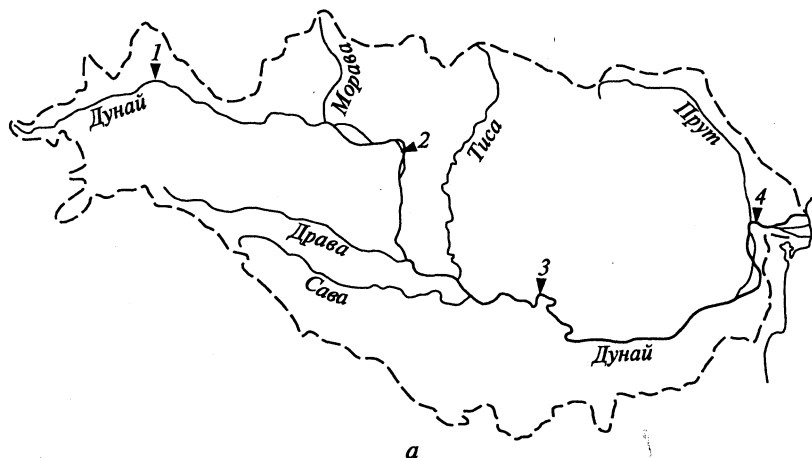


Рис. 4.3. Техногенная трансформация катастрофического паводка на Дунае:

*a* — бассейн р. Дунай; *б* — колебания уровня дунайской воды с 1 августа по 10 сентября 2002 г. над нулем водомерных постов Регенсбург (1), Будапешт (2), Оршовы (3) в верхнем бьефе гидроузла Джердап-I и Рени (4) в вершине дунайской дельты (В. Н. Михайлов и др., 2004)

ственно увеличена густой сетью прудов и водохранилищ. Так, по оценке Д. Дукича (1971), в Болгарии водохранилищами зарегулировано не менее 1/3 поверхностного стока, в Польше строится многоступенчатый каскад водохранилищ на р. Висла. Многие водохранилища введены в эксплуатацию в последнюю четверть XX в., поэтому доля базисного стока в Европе в настоящее время стала более 35 %.

## 4.6. Хозяйственное использование водных ресурсов

На любом континенте степень развития водного хозяйства и его воздействия на природные процессы формирования и трансформации стока сильно зависят от водообеспеченности территории и численности ее населения. Вследствие межгодовых колебаний речного стока и нерегулярности переписи населения в различных странах получить сопоставимые оценки удельного обеспечения водными ресурсами населения на отдельных континентах чрезвычайно сложно. Тем не менее такое исследование, существенно дополнившее приведенные в [9] данные по использованию водных ресурсов Земли, выполнено в Государственном гидрологическом институте [13]. Результаты этой работы об уровне развития мирового водного хозяйства на 1980 г. рассматриваются здесь как информационная база для сравнения степени преобразования обществом гидрологического цикла отдельных континентов и их крупнейших регионов. При этом необходимо учитывать, что водохозяйственные балансы 26 таких территорий рассчитаны по данным, имеющим нередко значительные погрешности из-за несовершенства учета объемов воды, забираемой из водных объектов на разнообразные хозяйственные нужды и сбрасываемой в них после ее использования. Разность этих объемов водозабора и сброса сточных вод за расчетный период для конкретной территории называют *безвозвратным водопотреблением*, поскольку испарившаяся в процессе использования вода выносится в парообразном состоянии за пределы водохозяйственного объекта, а также вывозится в составе продукции предприятий.

Водообеспеченность жителей региона  $w$  рассчитана в [13] по формуле

$$w = (Q - U_E) / N,$$

где  $Q$  — динамические водные ресурсы;  $U_E$  — безвозвратные их потери в пределах региона с числом его жителей  $N$ .

Величина  $w$  скорее *потенциальная водообеспеченность жителя*, реализуемая лишь тогда, когда регулированием речного стока значение базисного стока будет увеличено до  $Q$ , т.е. сток в регионе будет полностью зарегулирован, для чего необходим соответствующий суммарный полезный объем водохранилищ.

Средняя водообеспеченность на Земле в 1980 г. составляла 9,7 тыс. м<sup>3</sup>/год [13], или 27 м<sup>3</sup>/(сут · жит.). В Европе она минимальна (4,6 тыс. м<sup>3</sup>/год), а если величину  $Q$  заменить значением базисного стока, то получим *реальную водообеспеченность*, ежедневно гарантированную устойчивым речным стоком и равную 1,6 м<sup>3</sup>/(сут · жит.).

В Европе, где особенно велика доля городского населения, обеспеченного водопроводом и канализацией, структура водохозяйственного баланса в 1980 г. включала, км<sup>3</sup>/год:

водозабор .....	435 (40 % базисного стока)
безвозвратное водопотребление .....	127 (29 % водозабора)
сброс сточных вод .....	308 (28 % базисного стока)

На рис. 4.4 видно, что в Европе главный водопотребитель — промышленность, использующая 55 % забираемой из водных объектов воды, и главный их загрязнитель (более 70 % объема сточных вод). Безвозвратное водопотребление в промышленности составляет в среднем 9 %. Среди ее отраслей наиболее водоемка теплоэнергетика, которая потребляет около половины используемых в промышленном производстве водных ресурсов. Расход воды на мощных ТЭС и АЭС, работающих в прямоточном режиме охлаждения теплоносителей, достигает 80—100 м<sup>3</sup>/с и более. Теплоэнергетическая промышленность отличается повышенной долей безвозвратных потерь и сбросом подогретых вод, которые снижают летом содержание растворенного кислорода в водных объектах в районе их выпуска. Для экономии водных ресурсов и сокращения объема сточных вод в других отраслях промышленности внедряются оборотные системы водоснабжения. Так, с 1970 по 1980 г. в Швеции промышленный водозабор снижен на 230 %, в Великобритании — на 16 % [13].

На орошение 25 млн га в сельском хозяйстве Европы затрачивалось более 130 км<sup>3</sup>/год воды (30 % отбираемой воды из рек и водоемов, см. рис. 4.4). Две трети этого объема расходуется на транспирацию и урожай растениеводства (доля безвозвратного водопотребления 66 %). Суммарная площадь орошаемых массивов в Европе составляет около 10 % сельскохозяйственных площадей. Орошение имеется во всех европейских странах, даже в районах достаточного и избыточного увлажнения, где сочетается с дренажным осушением мелиорируемых земель, например в Великобритании, Германии, Нидерландах, Польше. Для сокращения непроизводительных потерь воды самотечное орошение с коэффициентом полезного действия (КПД) 0,3—0,4 в Европе практически полностью заменено дождеванием с КПД = 0,7—0,8. В ряде стран дождевание начало постепенно вытесняться еще более экономичным и эффективным локальным орошением (капельным и мелкодисперсным) с КПД > 0,9, сокращающим удельное водопотребление в 4—5 раз и обеспечивающим гарантированный в любую погоду и в 1,5—2 раза больший урожай [13].

В коммунальном хозяйстве доля безвозвратных потерь воды (13 %) несколько больше, чем в промышленности, так как кроме питьевого водоснабжения вода используется для пополнения городских водоемов, мойки автотранспорта и дорожной сети,



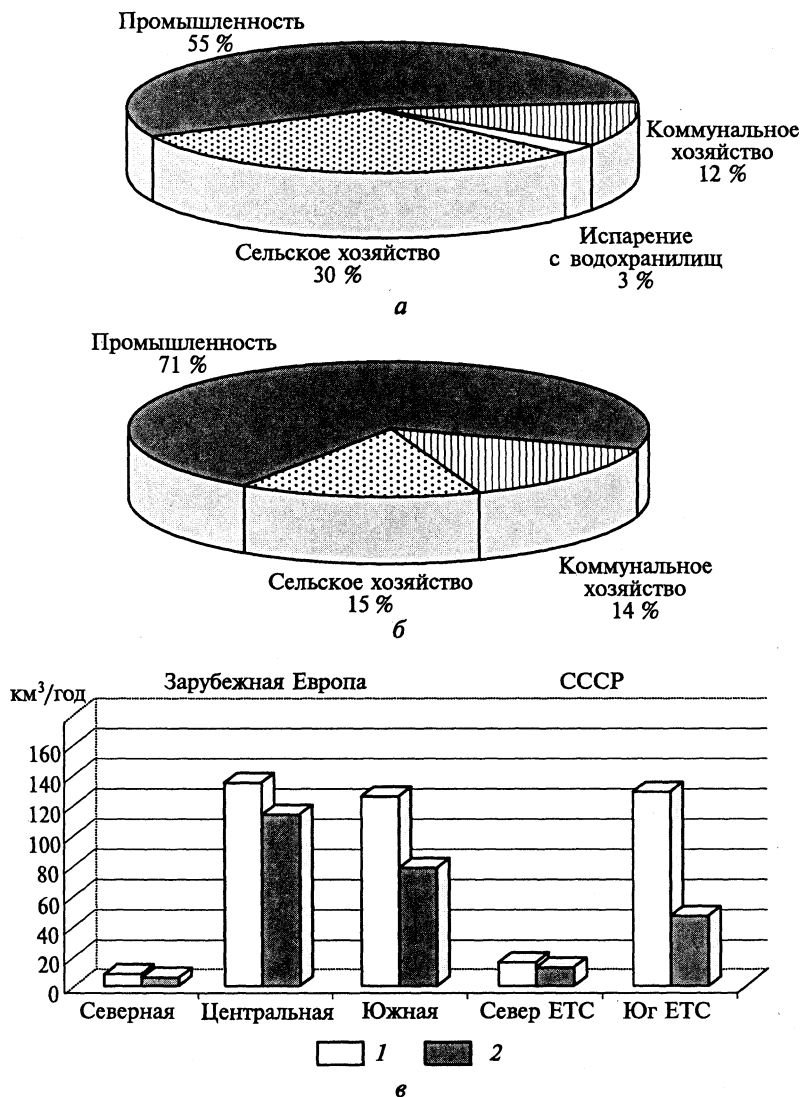


Рис. 4.4. Водопотребление основными отраслями водного хозяйства в Европе в 1980 г. [13]:

*а* — структура водозабора (435 км<sup>3</sup>/год); *б* — структура сточных вод (308 км<sup>3</sup>/год); *в* — водозабор (1) и сброс сточных вод (2) в европейских регионах

полива декоративных насаждений, при тушении пожаров. Поэтому объем сточных вод в коммунальном хозяйстве сопоставим в Европе с объемом сельскохозяйственных сточных вод (см. рис. 4.4).

В крупнейших городах Европы удельное общее водопотребление (коммунальное + промышленное), определяемое по забору воды

насосными станциями муниципального водопровода, варьирует от 263 л/(сут·жит.) в Лондоне до 500 в Париже и 600 л/(сут·жит.) в Москве, тогда как бытовое удельное водопотребление не превышает 145 л/(сут·жит.). Из него более 80 % жители тратят на санитарно-гигиенические цели и лишь 2 % — для приготовления еды и питья.

В опубликованном банке данных по стоку воды, взвешенных наносов и суммарному ионному стоку рек в Мировой океан\* значения водоносности всех крупнейших рек Западной Европы ниже величин, приведенных выше по данным [9]. Это указывает на сокращение стока на 1—2 км<sup>3</sup>/год, а в р. Рейне — на 11 км<sup>3</sup>/год. При этом среднегодовая минерализация воды в реке, исходя из приведенного в данном банке значения ионного стока, равна 725 мг/л (существенно больше природной), а в реках Сене, Луаре и Гаронне она достигает 1,2—1,8 г/л, что, очевидно, является следствием не только муниципального безвозвратного водопотребления, но и сильного загрязнения речных вод.

В состав водопотребления на континенте включают и дополнительные потери воды на испарение с поверхности эксплуатируемых водохранилищ. Потери воды определяют приблизительно по произведению разности средних за многолетний период годовых слоев испаряемости и испарения с территории, окружающей водохранилище, и его площади при НПУ. Несмотря на завышенные таким способом расчеты значения этого вида безвозвратного водопотребления (11,4 км<sup>3</sup>/год в Европе), его доля не превышает 3 % в объеме общего водозабора (см. рис. 4.4).

Распределение водопотребления в Европе неравномерно: оно минимально в Северной Европе и на северном склоне европейской территории бывшего Советского Союза (см. рис. 4.4), максимально в Центральной Европе. В этих трех регионах безвозвратное водопотребление относительно невелико — 12—16 % его общей величины. На полуостровах Южной Европы и на южном склоне ЕТС (в пределах водосборов Черного, Азовского и Каспийского морей), где расположены наибольшие массивы орошаемых земель, безвозвратные потери воды достигают 38 %.

В водном хозяйстве Европы наиболее остры две гидроэкологические проблемы. Первая из них состоит в том, что в районе многих крупных городов Европы истощены водные ресурсы подземных водоносных горизонтов, содержавших наиболее чистую воду, не нуждающуюся в дорогостоящей очистке для питьевого водоснабжения. Под такими городами из-за чрезмерного водоотбора образовались депрессионные воронки, в которые начали просачиваться поверхностные загрязненные воды и даже соле-

---

\* Milliman J. D., Rutkowski C., Meybeck M. River Discharge to the Sea — A Global River Index (GLORI). Den Burg, Texel. — Netherlands, 1995.

ные воды из прибрежной зоны морей (Д. Дукич, 1971). Возникла необходимость в замене подземного водоисточника поверхностными, в развитии сети питьевых водохранилищ для водоснабжения крупных городов. Так, в Великобритании построено уже более 300 малых и средних водохранилищ, большинство из которых питьевого назначения. Из водохранилищ по сети дальних водоводов осуществляется подача воды в городские агломерации. Разрабатываются проекты сооружения опресненных речным стоком морских водохранилищ в эстуариях, из которых крупнейшее — в эстуарии р. Северн (верховья Бристольского залива). Десятки водохранилищ Франции обеспечивают коммунальное и промышленное водоснабжение в Парижском районе, в Центральном Французском массиве, в бассейне р. Гаронны. В Испании построено 120 водохранилищ для обеспечения не только Мадрида, но и крупных прибрежных городов — Барселоны, Валенсии, Малаги [1].

Вторая гидроэкологическая проблема, тесно связанная с первой, — сильное загрязнение самых больших рек — Рейна, Дуная и рек, протекающих через крупнейшие города, таких как Темза и Сена. Так, загрязненные воды Дуная служат причиной эвтрофирования западной части Черного моря. Здесь площадь зоны эвтрофикации в 60—80-е годы XX в. возросла в 5—10 раз и достигла не менее 100 тыс. км<sup>2</sup>. В поверхностном 10-метровом слое этой зоны максимальные значения численности и биомассы фитопланктона увеличились в этот период в 10—20 раз. Впервые в Черном море отмечены случаи «красных приливов», вызванные «цветением» перидинеи, возросла численность коловраток, инфузорий, медуз, а на периферии зоны влияния Дуная увеличилась численность кормового зоопланктона и питающихся им рыб (скопления шпрота, сельди и других промысловых видов). В придонном слое воды (до глубины 40 м) у берегов Украины, Румынии и Болгарии с начала 70-х годов XX в. отмечены массовые заморы организмов бентоса и донных рыб, в отдельные годы охватывающие до 20 тыс. км<sup>2</sup> шельфа.

Благодаря ужесточению водоохранного законодательства и вследствие этого увеличению инвестиций в строительство и совершенствованию технологии использования и очистки промышленных и бытовых сточных вод, в последние десятилетия наметилась тенденция к уменьшению загрязнения указанных рек сточными водами из точечных их источников. Отмечены в этих реках признаки восстановления ихтиофауны. Наиболее трудно устранимы загрязняющие вещества рассредоточенных источников, которыми служат ливневые сточные воды, образующиеся в городах при выпадении ливневых осадков, таянии снега. Потому в настоящее время эти воды — главный источник загрязнения большинства европейских рек.

Для уменьшения влияния загрязненных речных вод на формирование качества воды в питаемых ими водохранилищах питьево-

го назначения в Германии уже построено 19 предводохранилищ, сооружается каскад таких водохранилищ в Венгрии на р. Зала, главном притоке оз. Балатон. Небольшие и мелководные предводохранилища, зарастающие макрофитами, предназначены для удержания их экосистемами антропогенных биогенных и органических веществ, что ведет к ослаблению «цветения» в охраняемых таким способом расположенных ниже водных объектах.

Оригинальный крупный водохозяйственный проект по увеличению водных ресурсов разработан в Греции. Предполагается в заливе Арголикос Критского моря отделить дамбой участок мелководья, где имеются мощные, с расходом до  $10 \text{ м}^3/\text{с}$ , источники пресной воды, формирующейся в карстовом районе полуострова Пелопоннес. Соленая вода из этого прибрежного водохранилища объемом  $0,3 \text{ км}^3$  будет вытеснена подземной пресной водой, которая и будет использована для орошения 30 тыс. га [1].

На основе анализа тенденций развития водного хозяйства в 5 регионах Европы, обобщенные показатели структуры водопотребления в которых показаны на рис. 4.4, спрогнозировано изменение водопотребления в Европе к 2000 г. и дана оценка его ожидаемого воздействия на внутриконтинентальный гидрологический цикл [13]. По этому прогнозу составляющие водохозяйственного баланса должны увеличиться:

водозабор — до  $673 \text{ км}^3/\text{год}$  (с 40 до 62 % базисного стока);

безвозвратное водопотребление — до  $232 \text{ км}^3/\text{год}$  (с 29 до 34 % водозабора);

сброс сточных вод — с 308 до  $441 \text{ км}^3/\text{год}$  (с 28 до 40 % базисного стока), что еще сильнее сократит их разбавление РВМ в речных системах в меженные периоды — с почти 4-кратного до менее чем 3-кратного.

При этом местные осадки континентального происхождения возрастут в среднем на  $173 \text{ км}^3/\text{год}$  (т.е. на 2 %), на 78 % компенсируя безвозвратное водопотребление. Эти дополнительные, преимущественно ливневые осадки вызовут увеличение летне-осеннего стока рек Европы на  $55 \text{ км}^3/\text{год}$  (т.е. на 1,7 %), что лишь увеличит их паводковый сток, мутность речной воды и ее загрязненность смываемыми с хозяйственно освоенных водосборов загрязняющими воду веществами.

Еще заметнее станет позитивная в экологическом отношении роль регулирования водного режима и трансформации стока наносов рек, в самоочищении водных масс от загрязняющих веществ в самых многочисленных (66 %) среди водохранилищ Европы долинных водоемах ГЭС. Они образуют на многих реках — Волге и Каме, Днепре, Днестре, Сулаке, Западной Двине (Даугаве), Влтаве, Драве, Дрине, Быстрице, Ахелоос, Роне, Дордони, Тахо, Дуэро и Гвадиане — многоступенчатые каскады.

### 5.1. Географические особенности формирования гидрологического цикла

Гидрологической границей между Европой и Азией служит уральский водораздел бассейнов Печоры, Камы и Урала с бассейнами Оби и Эмбы, восточный, южный и юго-западный участки берега Каспия до Апшеронского полуострова, а затем Водораздельный хребет Большого Кавказа до Черного моря. Границей с Африкой служит Суэцкий канал.

Азиатская часть Евразии имеет площадь 43 млн. км<sup>2</sup>, что в 4 раза больше, чем европейская часть этого континента. Характерными особенностями орографии, влияющими на влагооборот в Азии, служат:

1. Очень большая и монолитная территория (доля площади относящихся к Азии островов 4,6 % в 1,5 раза меньше, чем в Европе), сравнительно мало изрезанная внутренними морями. Длина ее береговой линии 62 тыс. км, почти вдвое больше, чем у Европы, а удельная длина составляет 1,4 км/тыс. км<sup>2</sup>, что на 30 % меньше, чем для всей суши, и почти втрое меньше, чем в Европе. К Азии относится и самый крупный в мире полуостров Аравийский (2,7 млн км<sup>2</sup>) и самый большой Малайский архипелаг (~10 тыс. островов с общей площадью почти 2 млн км<sup>2</sup>), включающий Большие и Малые Зондские, Филиппинские и Молуккские острова.

2. Эта часть света отличается наибольшими природными контрастами. Здесь находится самая высокая вершина Эверест (Джомолунгма, 8848 м) и самая глубокая впадина Гхор, в которой расположено бессточное озеро Мертвое море (Бахр-Лут). Его уровень находится на отметке -395 м, а глубина 356 м. Больше 70 % азиатской территории — горы, поэтому ее средняя высота 950 м, что втрое выше территории Европы. Суммарная площадь областей внутреннего стока 12,3 млн км<sup>2</sup> (28 % территории), она в 4 раза больше бассейна Каспия. Самые крупные из них — почти весь Аравийский полуостров, бассейн Мертвого моря, внутренняя Анатолия, Иранское нагорье, Систан (низовья р. Гильменд в Афганистане), Средняя Азия, почти весь Казахстан, Центральная Азия, включая южную половину Монголии. В Азии расположен район с самым большим в мире количеством осадков и есть совершенно безводные пустыни.

3. В Азии проживает 60 % населения Земли, но его плотность крайне неравномерна: почти безлюдны большая часть Арктиче-

ского Севера, Центральной Сибири, северо-востока России и территории многих пустынь. В то же время в дельтах рек Ганга и Брахмапутры, Хонгха (Красной реки) во Вьетнаме, Сицзян (Жемчужной реки) в Китае и в отдельных районах его центральной и восточной части, на юге островов Хонсю, Лусон, на востоке Тайваня и в средней части Явы плотность сельского населения достигает максимального на Земле значения — более 600 жит./км<sup>2</sup>. Из-за большой численности населения в этой части света сосредоточено свыше 80 % орошаемых земель.

Вследствие крупных размеров Азия имеет три источника океанической влаги. В увлажнении ее юго-запада и северной половины территории главную роль играют атлантические воздушные массы, трансформирующиеся над Европой и представляющие собой атмосферный сток с европейской части материка. Западный перенос влаги циклонами преобладает к северу от 60° с. ш., лишь зимой он блокируется Сибирским антициклоном. Зато в это время года средиземноморские циклоны увлажняют азиатскую часть Ближнего и Среднего Востока от берегов Ливана до гор Центральной Азии, а также восточное побережье Аравийского полуострова. Летом циклоны достигают побережья Дальнего Востока, где в 53 % случаев осадки бывают атлантического происхождения, в 20 % поступают с Индийского океана и в 27 % случаев — с Тихого океана.

Более обильным источником океанической влаги служит юго-западный летний муссон с Индийского океана, северная граница области распространения которого проходит от Дамаска в направлении на Магадан. Но основная масса приносимой им влаги задерживается горными системами полуострова Индостан высотой до 1500—2500 м, высочайших хребтов Гиндукуша, Каракорума и Гималаев (до 7000 м и более) и Индокитая (2000—3000 м).

Третьим источником служит Тихий океан, где формируется менее влагообильный северо-восточный зимний муссон, приносящий осадки на восточное побережье Японских островов, Корейского полуострова и Юго-Восточного Китая. А с внутритропической зоны Тихого океана влажные воздушные массы приносят осадки во все сезоны года на острова Малайского архипелага и побережье Юго-Восточной Азии. В районах увлажняющего влияния Индийского и Тихого океанов выпадает в среднем 70 % суммарного количества осадков в Азии.

Среднее влагосодержание воздушных масс над континентальной Азией 21 мм (в полтора раза больше, чем над Европой), а средняя скорость переноса влаги 4,7 м/с (почти вдвое меньше). Поэтому и доля транзитного ее потока составляет всего 21 % от поступающего на континент, равного в среднем 20,1 тыс. км<sup>3</sup>/год (табл. 5.1).

Поскольку в 4 раза большая по площади Азия (по сравнению с Европой) получает всего вдвое больший объем адвективной влаги,

Таблица 5.1

Структура гидрологического цикла Азии, тыс. км<sup>3</sup>/год

Составляющие влагооборота	На континенте	На континенте с островами
Адвекция влаги с воздушными массами	20,10	—
Транзит влаги с воздушными массами	4,20	—
Адвективные атмосферные осадки	15,86	—
Испарение, включая потери стока в гидросети	15,22	17,98
Вклад местного испарения в транзит влаги	5,30	—
Атмосферный сток	9,50	—
Вклад испарения в осадки	9,88	—
Суммарные осадки	25,74	32,24
Сформированный речной сток	10,79	14,41
Речной сток в Мировой океан	9,94	13,56
Подземный сток в Мировой океан	—	—

потенциальная удельная водообеспеченность материка (в среднем на 1 км<sup>2</sup> территории) вдвое меньше. Горные системы в Азии преимущественно перпендикулярны основным потокам атмосферной влаги и в ее прибрежных районах достаточно высоки, чтобы вызвать подъем воздушных масс, конденсацию переносимого ими водяного пара и образование осадков. Еще более высокая горная преграда в центре континента, превышающая толщину влагонасыщенной нижней тропосферы, еще сильнее обезвоживает океанические воздушные массы, что и определяет в конечном счете большую влагоудерживающую способность азиатской части Евразии.

Благодаря этому объем адвективных осадков (16 тыс. км<sup>3</sup>/год) в континентальной Азии почти в 4 раза больше транзитного потока влаги над ней. К ним добавляется еще 10 тыс. км<sup>3</sup>/год осадков континентального происхождения, поскольку большая часть испарившейся с территории Азии воды включается во внутриматериковый влагооборот. Поэтому суммарный объем осадков увеличивается до 26 тыс. км<sup>3</sup>/год, а с учетом осадков на острова — до 32 тыс. км<sup>3</sup>/год (см. табл. 5.1). Это приводит к тому, что суммарный сток, формирующийся на всей территории Азии, в среднем за многолетний период равен 14,4 тыс. км<sup>3</sup>/год, что в 4,5 раза превышает сток с европейской части Евразии. Таким образом, вследствие большей интенсивности влагооборота в азиатском гидрологическом цикле, чем в европейском, не только реальная абсолютная водообеспеченность Азии, но и ее удельная водообеспеченность больше, чем Европы. В противоположность гидрологи-

ческому циклу Европы, в азиатском суммарный (поверхностный и подземный) сток воды в Мировой океан больше атмосферного стока влаги. Абсолютное значение невязки водного баланса в азиатском гидрологическом цикле больше, чем в европейском. Но относительное значение невязки меньше 3 % в расчете внешнего водообмена и всего 1 % для внутреннего водообмена.

## 5.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих

Обусловленная рассмотренными выше особенностями азиатского гидрологического цикла повышенная реальная удельная водообеспеченность Азии хорошо видна в структуре осредненного за многолетний расчетный период водного баланса материка с прилежащими островами (в скобках приведены значения, осредненные для всей суши), мм/год:

осадки .....	742 (800)
испарение .....	414 (485)
сток .....	332 (315)

Это соответствует среднему модулю стока  $10,5 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$  при коэффициенте стока 0,45 (0,40). По сравнению со средними значениями составляющих водного баланса суши и Европы, слой осадков и испарения в Азии меньше, а слой стока больше, потому что коэффициент стока в Азии на 15 % выше вследствие большей высоты ее территории в Юго-Восточном регионе и обширных просторств многолетнемерзлых грунтов в Сибири.

**Атмосферные осадки.** В отличие от Европы, для Азии характерна чрезвычайно большая неравномерность распределения осадков по ее территории. Наибольшее количество осадков зарегистрировано в индийском штате Мегхалая на метеостанции Черапунджи (высота 1300 м), находящейся на водораздельном плато Шиллонг между долиной Брахмапутры и бассейном ее последнего, левого притока — р. Мегхна. Здесь средний за многолетний период слой осадков равен 11 270 мм/год. Но был год, когда он достигал 22 900 мм — наибольшего значения из зарегистрированных на метеорологической сети мира.

Наименьшее количество осадков, в среднем менее 50 мм/год, наблюдается в пустынях Такла-Макан в Центральной Азии, Рубэль-Хали и Большой Нефуд на Аравийском полуострове, а также на Синайском полуострове. В то же время на наветренных склонах гор, окружающих эти пустыни, слой осадков составляет 500—1000 мм/год и более. Он менее 100—200 мм/год в среднем течении Яны в Якутии, на Иранском нагорье, в Систане, в Туранской низменности (пустыни Каракум и Кызылкум), в Западном



Прибалхашье (пустыня Бетпак-Дала) и в пустыне Гоби в Монголии и Западном Китае.

В равнинных регионах Азии наблюдается рост слоя осадков с севера на юг. На обширной Западно-Сибирской низменности за Уральскими горами, по сравнению с их западными склонами, слой осадков снижается вдвое — до 500—600 мм/год. На Великой Китайской равнине, от низовьев Хуанхэ к нижнему течению Янцзы, средний слой осадков нарастает с 400 до 1600 мм/год, в равнинной центральной части полуострова Индокитай составляет 1200—1600 мм/год, а на острове Калимантан к югу от экватора — более 2400 мм/год.

Для горных регионов Азии характерна очень большая пестрота в распределении осадков, что особенно четко выражено в Малой Азии, где на наветренных склонах количество осадков более 1000 мм/год, а в ветровой тени, за хребтами, слой осадков в 5—10 раз меньше. На юге пустынного Аравийского полуострова в горах Йемена высотой до 3200 м средний слой осадков > 500 мм/год (как например, в Екатеринбурге). На западных и юго-западных склонах горных хребтов южной Сибири (на Алтае, в Кузнецком Алатау, в Восточных Саянах, Хамар-Дабане) осадки достигают 1000—1200 мм/год и более, а на противоположных склонах снижаются до 300—400 мм/год. В горах Тянь-Шаня, Памира, Гималаев такая контрастность в распределении осадков усиливается частыми фенами, еще более иссушающими воздух в глубоких межгорных долинах. В Центральной Азии, в Тибете воздух особенно сухой. Малое количество осадков (< 300 мм/год) связано еще и с тем, что зимой на высоких нагорьях в антициклоническую погоду происходит очень интенсивное радиационное выхолаживание земной поверхности, образуется устойчивая термическая стратификация, препятствующая формированию осадков. Поэтому влагонасыщенный воздушный поток транзитом проходит над этими территориями и конденсируется только на склонах окружающих гор, где снеговая линия лежит на особенно больших высотах (до 6000 м), тогда как на юго-западных склонах Гималаев она расположена на высоте 4200 м.

Внутригодовое распределение осадков в Азии, зависящее от орографических условий, также очень разнообразно. В арктической части Сибири четко выражен короткий летний максимум осадков, когда выпадает примерно 50 % годовой их суммы. Южнее, в бассейне Амура от побережья Тихого океана до Забайкалья, летний максимум осадков выражен сильно. Сюда, кроме атлантической влаги, проникают воздушные массы с Тихого океана, главным образом, с тайфунами, сопровождающимися интенсивными ливнями. Зимних осадков здесь мало, поэтому снежный покров очень тонкий. Третий, самый крупный регион с большим летним максимумом осадков расположен к северо-востоку от за-

падного побережья полуострова Декан до Корейского полуострова, куда проникает Индийский муссон. В зимние месяцы выпадение осадков здесь незначительно, а местами и полностью отсутствует.

К западу от этого региона, в азиатских странах Ближнего Востока со средиземноморскими чертами климата, максимум осадков приходится на зиму, а летом нередко бывает засуха. В Средней Азии и Казахстане максимум осадков сдвинут на весенние месяцы, а минимум также в летние месяцы. На Тихоокеанском побережье северо-востока России, на Камчатке, Сахалине, Японских островах и Тайване наиболее выровненный ход осадков в течение года из-за сочетания зимнего и летнего муссонов с частыми тайфунами. Второй регион со слабо изменчивой суммой месячных осадков — экваториальная часть Малайского архипелага, южнее которой на Яве и Малых Зондских островах летний максимум в январе сменяется четко выраженным зимним минимумом осадков.

Южной границей выпадения твердых осадков в Азии служит параллель  $30^{\circ}$  с. ш., к северу от которой их доля в годовой сумме все более увеличивается до 60—80 % на арктических островах. В высокогорных районах осадки в виде снега возможны и южнее, например в горах Йемена ( $13^{\circ}$  с. ш.).

**Испарение.** Распределение среднего за многолетний период годового слоя испарения на территории Азии еще более контрастно, чем осадков, из-за того что в разных ее частях по-разному изменяется соотношение теплоты и влаги, поступающих на земную поверхность. В Арктике и Северо-Восточной Сибири испарение составляет менее 200 мм/год из-за малого положительного радиационного баланса в очень короткий летний период с ярко выраженным максимумом испарения в июле. Южнее радиационный баланс повышается, поэтому увеличивается испарение до 300—400 мм/год, а летний максимум слоя испарения становится более распластанным за счет большей продолжительности весенне-летнего периода. В слабо увлажненных районах Средней Азии (окрестности котловин Аральского моря и оз. Балхаш) испарение снова снижается до 100—200 мм/год, а его максимум сдвигается на весну. В других пустынях годового слой испарения равен слою осадков. Для побережья Передней Азии характерно сравнительно высокое испарение, достигающее 300—500 мм/год на наиболее увлажненных западных склонах. Здесь оно имеет весенний максимум интенсивности. Во внутренних районах Турции испарение составляет менее 200 мм/год, а на Аравийском полуострове ниже 100 мм/год и только зимой.

Наиболее велико испарение в Юго-Восточной Азии, где его интенсивность варьирует от 800 до более 1250 мм/год на юго-западе островов Шри-Ланка, Ява и Калимантан, а внутригодовые колебания испарения минимальны.

**Речной сток.** Диапазон пространственной изменчивости среднего за многолетний период годового слоя стока с территории Азии несколько больше, чем в Европе. Минимальные его значения (менее 1 мм/год, а не 5 мм/год, как в европейском Прикаспии) в практически безводных пустынях Аравийского полуострова, Иранского нагорья, Туркмении и Приаралья, Такла-Макан и Гоби. Коэффициент стока в этих пустынях менее 0,01. Максимальен сток (более 4000 мм/год, как в Исландии) на южном склоне Гималаев в бассейне Брахмапутры к северо-западу от Черапунджи (в Бутане), на западном склоне Араканских гор (хребет Ракхайн) к Бенгальскому заливу и на северо-восточном побережье Андаманского моря (в Бирме). Немногим меньше слой стока (свыше 3500 мм/год) на наветренном склоне Западных Гат, обращенном к восточному побережью Аравийского моря (в Индии). В этих четырех районах коэффициент стока более 0,80.

С перечисленными районами экстремальных значений стока соседствуют районы со слоем стока в 30—40 раз бóльшим или меньшим из-за значительной неравномерности увлажнения склонов и котловин горного рельефа. Равномернее распределен сток на Филиппинских и Зондских островах, Тайване, полуострове Малакка, где его значение превышает 1000—3000 мм/год. И лишь на обширнейшей в Азии Западно-Сибирской низменности прослеживается зональное снижение слоя стока от более 300 мм/год в верховьях рек Пура и Таза до менее 5—10 мм/год в Ишимской степи (верхнее течение рек Тобола и Ишима). Коэффициент стока в этом регионе также снижается с севера на юг от 0,50 до 0,03.

Вследствие контрастности условий стока в Азии очень распространено явление *рассеяния стока*, под которым понимается сокращение в речной системе стока, сформированного на обильно увлажненных горных склонах. Оно происходит из-за:

- потерь воды при испарении с поверхности русла и поймы в случае ее временного затопления;
- при просачивании воды в рыхлые и иссушенные грунты у подножия гор при выходе главной реки на территорию примыкающего к горам пустынного района.

К таким рекам относится Гильменд, главная река Афганистана, завершающая рассеяние стока в центре заболоченной котловины Систана с группой мелких озер Хамун. В р. Тарим расход воды на 1000-километровом пути по пустыне Такла-Макан сокращается с 500 м<sup>3</sup>/с нередко до 0 в окрестностях блуждающего оз. Лобнор, которое, высыхая, к концу XX в. превратилось в болото. К таким же рекам относятся и среднеазиатские Сырдарья и Амударья, теряющие по выходе с гор соответственно до 60 и 35 % и более своего стока. Река Инд теряет примерно 45 % стока, р. Шатт-эль-Араб выносит в Персидский залив не более 25 % стока, сформированного в бассейнах образующих ее рек Тигр, Евф-

рат и Карун. Наряду с этими крупными реками имеется множество подобных полизональных, но пересыхающих средних и малых рек в Йемене, Иране, Пакистане, Средней Азии, Тибете, Монголии и Западном Китае.

**Водообеспеченность территории.** Среднее значение водообеспеченности в Азии отрицательное ( $-400$  мм/год). Испаряемость превышает средний слой стока с ее территории, что указывает на значительный дефицит динамических водных ресурсов в этой части света. Для сравнения: в Европе имеется их небольшой избыток, равный в среднем  $+100$  мм/год.

Наиболее значителен дефицит водных ресурсов на большей части Аравийского полуострова ( $-2000$  мм/год и более, вдвое больший, чем в самой засушливой области Европы на юго-востоке Испании). Почти такой же сильный дефицит воды ( $-1500 \dots -2000$  мм/год) и на примыкающих к этому полуострову территориях — от Синайского полуострова на западе до водораздела бассейнов Инда и Ганга на востоке. В этом регионе находятся Сирийская пустыня, Месопотамская низменность, иранские пустыни Гермсир, Дешта-Кевир и Дешта-Лут, а также Систан и западная часть Индо-Гангской низменности с примыкающей к ней пустыней Тар. Примерно вдвое менее острый дефицит динамических водных ресурсов ( $-500 \dots -1500$  мм/год) характерен для большей части Азии. Она включает Турцию, Западный Иран, Афганистан, республики Средней Азии и Казахстан, Южную Монголию, Западный Китай с Таримской впадиной и Тибетом, весь бассейн р. Хуанхэ, восточную часть Индо-Гангской низменности, Деканское плоскогорье и Восточные Гаты на полуострове Индостан.

К сравнительно небольшим по площади районам избыточной водообеспеченности в Западной Азии относятся Закавказье и Черноморское побережье Турции и Грузии (в Колхидской низменности — до  $1000$  мм/год) и узкая прибрежная полоса юго-западной части котловины Каспия.

В Южной Азии избыток водных ресурсов (до  $200$  мм/год) имеется лишь на юго-западном побережье полуострова Индостан и острова Шри-Ланка.

В Средней и Центральной Азии узкая серповидная область избытка стока простирается вдоль северо-западных склонов Джунгарского Алатау, Чаткальского, Гиссарского и некоторых других хребтов Тянь-Шаня и Памира, вдоль юго-западных склонов Гиндукуша и Гималаев. В пределах этой высокогорной области избыток водных ресурсов к югу нарастает до  $1000 - 2000$  мм/год и более в низовьях Ганга, Брахмапутры с их обширной дельтой, примыкающей к избыточно увлажненной территории Юго-Восточной Азии. На ее западном побережье избыток динамических водных ресурсов достигает наибольших в Азии значений  $2000 - 3000$  мм/год и более, на восточном — до  $1000$  мм/год, тогда как в

центральных районах Индокитая (среднее течение рек Иравади и Менам) дефицит водообеспеченности составляет  $-500$  мм/год и более. На гористых Больших Зондских, Филиппинских и Японских островах избыток водных ресурсов варьирует в широком диапазоне значений — от  $<500$  до  $>2000$  мм/год.

В таежной и тундровой зонах Сибири и Дальнего Востока, а также на Корейском полуострове преобладают территории с избытком динамических водных ресурсов (на плато Путорана, на восточной части Камчатки и Сахалине более  $500$  мм/год). Но в Восточной Сибири имеются и четыре области небольшого дефицита местных водных ресурсов — в бассейне р. Яны, в среднем течении Лены, включая бассейны ее крупнейших притоков Вилюя и Алдана, в ее верхнем течении и среднем течении Ангары и на Енисее в районе верхнего и нижнего бьефов Красноярского гидроузла.

### 5.3. Региональные особенности речного стока

Методом регрессионно-кластерного анализа 172 гистограмм среднего месячного стока рек континентальной Азии, представленных в Атласе МВБ на карте внутригодового распределения стока азиатских рек, намечены 10 районов однотипного речного режима (рис. 5.1). По мере накопления пока еще скудной гидрометрической информации в этой громадной части света число и границы этих гидрологических районов могут быть со временем уточнены.

1. Западносибирский район (водосборы притоков средней и нижней Оби с нижним Иртышом, Нижнего Енисея и других рек арктического бассейна от Урала до низовьев Вилюя и Лены). Здесь реки, как и реки Североевропейского гидрологического района, имеют поздневесеннее половодье. Вследствие более четко выраженного майского максимума стока и продолжительной низкой зимней межени они относятся к рекам с водным режимом типа SxPy, по классификации М. И. Львовича, и их базисный сток заметно меньше ( $\varphi = 0,34$ ), чем североевропейских рек. Среднегодовая мутность западносибирских рек небольшая. В тундре и лесотундре северной и юго-восточной частей этого гидрологического района (с распространенными на их территории многолетнемерзлыми грунтами) средний модуль стока наносов  $m_n < 2$  т/(км<sup>2</sup> · год), а в юго-западной его части (лишь с зимним промерзанием почв) увеличивается до  $5$  т/(км<sup>2</sup> · год) [8]. В теплую часть года РВМ высокоцветны из-за обилия болот. В пределах более увлажненного плато Путорана величина  $m_n$  возрастает до  $20$  т/(км<sup>2</sup> · год) и более. Подобен путоранским рекам сток наносов и водный режим притоков низовьев Амура и рек Сахалина.

2. Срединноазиатский район объединяет реки равнинной части Казахстана и Средней Азии, степные реки предгорий Алтая и

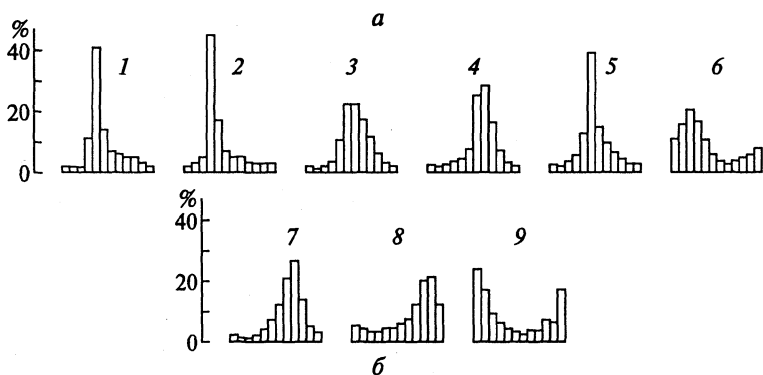
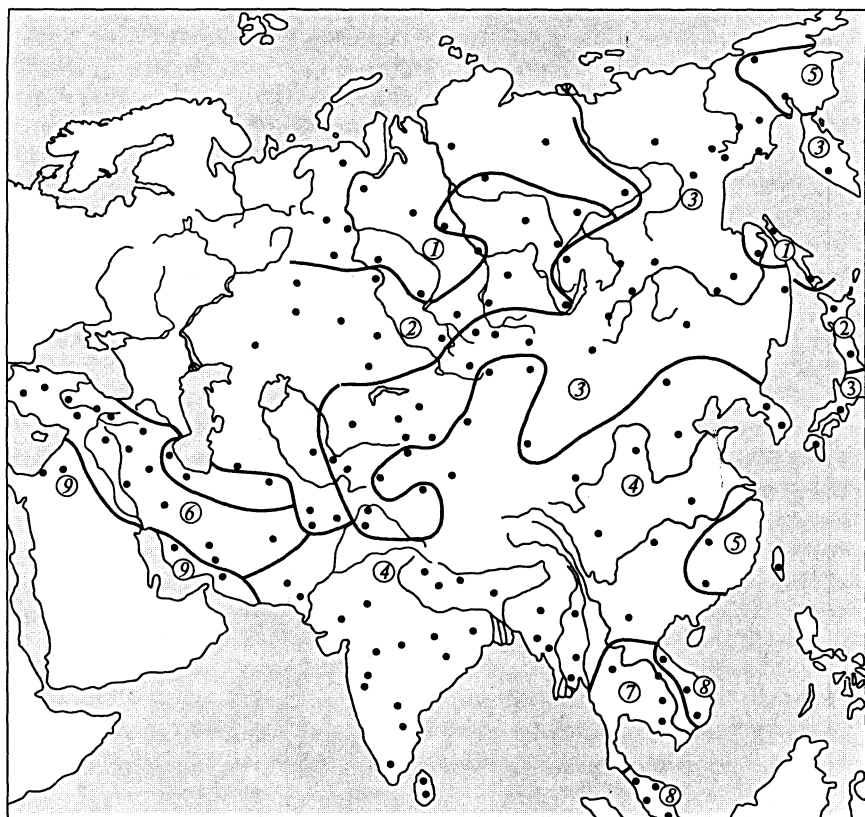


Рис. 5.1. Районирование континентальной Азии по внутригодовому распределению стока рек (В.А.Жук, К.Ф.Ретеюм, Л.П.Чуткина, 1983):

*a* — сеть учтенных 172 пунктов наблюдений (показаны точками) и границы районов (1—9); *б* — осредненные гидрографы в пределах районов (1—9). Месячные доли стока (% годовой его величины) показаны столбиками с января по декабрь

Саян, притоки среднего Енисея и левобережья средней Лены. Им свойственны еще более короткое и относительно многоводное весеннее половодье с ярко выраженным и более ранним апрельским максимумом стока (рис. 5.1, б, 2) и столь же продолжительная низкая зимняя межень, как и на северосибирских реках. Они относятся к тому же типу водного режима (SxPy) и имеют практически такую же долю базисного стока ( $\varphi = 0,37$ ).

В лесостепных и степных земледельческих районах эрозия увеличивается до 20—50 т/(км<sup>2</sup>·год), т. е. на порядок по сравнению с естественной ее интенсивностью. Еще южнее из-за плоского рельефа она уменьшается — в Барабинской степи до 5—10 т/(км<sup>2</sup>·год) и  $m_n < 5$  т/(км<sup>2</sup>·год) в аридных районах Западного Казахстана и Средней Азии. Мутность воды в реках особенно велика на подъеме половодья и редких паводков, а с наступлением межени она быстро уменьшается. При этом растет жесткость и минерализация РВМ, особенно в местах сброса дренажных вод мелиоративных систем. К этому же типу водного режима относятся реки островов Хоккайдо и северной половины Хонсю, но эрозия здесь намного выше. Значения  $m_n$  достигают 1000 т/(км<sup>2</sup>·год) и более на восточных склонах гор вследствие большей интенсивности ливневых осадков, паводков и сельскохозяйственной освоенности Японских островов.

3. Восточносибирский район охватывает большую территорию от Чукотки и Камчатки, южной половины Хонсю и Кюсю на Дальнем Востоке до Памира и Каракорума в Центральной Азии, включая бассейны Колымы, Индигирки, Яны и правых притоков Лены, весь бассейн Амура, бассейны Верхнего Енисея и верховьев рек Оби, Иртыша, Или, Сырдарьи, Амударьи и Инда. Реки имеют растянутое половодье в теплую часть года (с марта по октябрь) с максимумом в июне—августе, вызываемое муссонными дождями и (или) таянием снега в горах (RxEy).

Из-за низкой зимней межени коэффициент естественной зарегулированности стока рек имеет минимальное в Азии среднее значение  $\varphi = 0,19$ . Модуль выноса продуктов эрозии с водосборов рек Забайкалья и северо-востока России составляет 10—20 т/(км<sup>2</sup>·год) и возрастает на более увлажненных территориях района: на тихоокеанском склоне Камчатки, западных склонах Алтая, Тянь-Шаня и Памира до 100—500 т/(км<sup>2</sup>·год) и более, 1000—2000 т/(км<sup>2</sup>·год) — на юго-востоке Японских островов и в верховьях Инда, где очень прозрачные меженные воды в реках сменяются в паводки мутной водой с концентрацией наносов до 1 кг/м<sup>3</sup> и более.

4. Южноазиатский район включает пространство от Корейского полуострова до западной границы Пакистана с бассейнами рек Хуанхэ, Янцзы, Сицзяна и Северо-Восточного Китая, Тибета с верховьями Меконга, водосборы рек Салуин, Иравади, Брахма-

путры, Ганга, а также многочисленных рек полуострова Индостан и острова Шри-Ланка. Здесь реки также имеют растянутое половодье в теплую часть года (REy), но с несколько более поздним максимумом стока в июле — сентябре, а их базисный сток в среднем несколько выше ( $\varphi = 0,29$ ). Внутри- и межгодовые колебания мутности РВМ этого района особенно велики, потому что величины  $m_n$  изменяются в диапазоне от менее 5 т/(км<sup>2</sup>·год) в пустынях Гоби и Такла-Макан до более 5000 т/(км<sup>2</sup>·год) на Лесовом плато, местами до 20—30 тыс. т/(км<sup>2</sup>·год) в бассейне Хуанхэ [8].

5. Колымский район (реки бассейна Колымы и Колымского нагорья, стекающие в Охотское море), в котором после крайне маловодной зимы, когда малые реки перемерзают, наступает в июне короткое снеговое половодье, сменяющееся летним паводковым периодом (SxHy), вследствие чего базисный сток таких рек мал ( $\varphi = 0,25$ ), а  $m_n = 10—20$  т/(км<sup>2</sup>·год).

6. Переднеазиатский район (от побережья Мраморного и Эгейского морей до восточной границы Иранского нагорья, включая весь бассейн р. Шатт-эль-Араб), где смешанное талое и дождевое половодье наблюдается с февраля по апрель (sxpy), а низкая межень длится с июня по октябрь, вследствие чего базисный речной сток в среднем имеет малое значение ( $\varphi = 0,29$ ). Интенсивность эрозии в этом районе возрастает от 20 т/(км<sup>2</sup>·год) на Месопотамской низменности до 200 т/(км<sup>2</sup>·год) на увлажненных склонах гор в Турции, Иране и до 500—1000 т/(км<sup>2</sup>·год) в Закавказье.

7. Западноиндокитайский район (от побережья Андаманского моря до восточного водораздела бассейна Меконга), где дождевое муссонное половодье имеет максимум в сентябре (Ray), а с ноября по май длится маловодная межень, обуславливающая малый базисный сток ( $\varphi = 0,25$ ). В многоводный период мутность РВМ высока в значительной степени вследствие вырубки тропических лесов, поэтому здесь среднее значение  $m_n = 200—500$  т/(км<sup>2</sup>·год).

8. Восточноиндокитайский район (водосборы рек восточного склона хребта Чыонгшонг и бассейна р. Хонгха (Красная), а также полуострова Малакка), на реках которого наблюдаются позднеосеннее половодье с максимумом в ноябре (RAy) и многоводная весенняя межень со средним значением базисного стока ( $\varphi = 0,35$ ). Из-за активной сельскохозяйственной деятельности значительный модуль стока наносов  $m_n = 200—500$  т/(км<sup>2</sup>·год) характерен для всего Индокитая.

9. Ближневосточный район (бассейны рек восточного побережья Средиземного моря, р. Иордан и северо-восточного побережья Персидского залива), где половодье имеет четко выраженный максимум стока в один из зимних месяцев (от декабря на западе гидрологического района до февраля на востоке) и крайне маловодную длительную межень с мая по сентябрь (RxHy,  $\varphi = 0,33$ ).



Поэтому среднее значение модуля стока наносов  $m_n = 10 - 20 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ .

Таким образом, водный режим азиатских рек отличается крайним большим разнообразием типов внутригодового распределения стока и гораздо меньшей, чем в Европе, естественной зарегулированностью. В многоводную фазу стока на реках Индостана (в июле — сентябре) и северных реках (в июне — августе) формируется 80 — 90 % его годовой величины. В самые маловодные три месяца на реках Азии сток составляет в среднем менее 10 %. Многие сибирские реки перемерзают на несколько месяцев, тогда как реки Передней, Юго-Восточной и Центральной Азии сильно мелеют или полностью пересыхают в летний, предмуссонный или зимний периоды. Как правило, внутригодовая изменчивость стока азиатских рек тем больше, чем меньше среднегодовой их сток.

Поэтому практически во всех азиатских регионах особенно остра проблема обеспечения гидроэкологической безопасности населения как во время многоводных фаз стока при наводнениях, так и в длительные меженные периоды, когда воды не хватает для орошения, а нередко и для обеспечения людей и скота питьевой водой.

С быстрым ростом населения Азии эти проблемы начинают перерастать в экологические катастрофы из-за больших межгодовых колебаний речного стока. Наименьшие в Азии значения коэффициента годового водного стока  $Cv = 0,10 - 0,20$  характеризуют многолетние колебания водности рек Северной Сибири и обильно увлажненных горных склонов южной части континентальной Азии и ее островов. В семиаридных областях (южная часть Сибири, Северный Казахстан, плоскогорье Декан, предгорья Передней Азии) величина  $Cv$  увеличивается до 0,30 — 0,50, а в аридных областях превышает 1,0 — 1,5, где временные водотоки имеют сток не каждый год.

Наиболее часто повторяющаяся продолжительность многоводных и маловодных периодов многолетних циклов водности на большинстве крупных рек Азии составляет около 10 лет, но на некоторых из них они бывали гораздо более длительными. Так, на Дальнем Востоке от Амура до Хуанхэ маловодный период длился первое 30-летие XX в., сменившийся затем еще более длительным многоводным периодом. За это же время на Алтае, в области питания Оби и Иртыша, серии многоводных и маловодных лет три раза сменяли друг друга.

На территории Азии выделяются 24 области с относительно синхронными колебаниями годового стока рек. При этом, когда в нескольких таких областях наблюдался многоводный период, в других областях, наоборот, наступало маловодье. Так, в первое десятилетие XX в. было многоводным в Передней Азии на реках Турции и в бассейне Персидского залива, а маловодье охватило

не только Дальний Восток, но и бассейны Янцзы и других рек Южного Китая, Индокитая и всей Индии. В 1950—1960 гг. многоводными были кроме Амура и Хуанхэ, еще и Лена, Верхний Енисей, Или, Сырдарья и Гильменд, тогда как на Янцзы, Оби и Куре наблюдался маловодный период.

Статистический анализ имеющихся гидрометрических данных по стоку азиатских рек пока не дает возможности вскрыть причины синхронных и асинхронных колебаний годового стока рек. Колебания суммарного объема стока со всей территории Азии сильно сглажены наличием многочисленных областей асинхронного стока, значение  $Cv = 0,05$  (почти вдвое меньше, чем с площади Европы). В противоположность водности рек Европы, где с 30-х годов XX в. наблюдался длительный период пониженного стока, на большинстве рек Азии (за исключением рек Атлантического бассейна и Центральной области внутриконтинентального стока) период с 1925—1930 по 1955—1961 гг. был многоводным.

#### 5.4. Водные ресурсы ледников и озер

Водные ресурсы ледников Азии составляют 16,26 тыс. км<sup>3</sup>, что на 33 % меньше, чем в Европе. На островах Арктики, в основном архипелага Северная Земля, находится менее 30 % ледовых ресурсов, остальные рассредоточены преимущественно в сложно-долинных ледниках Гималаев (23 %), Каракорума (18 %), Куньлуня (10 %), Тянь-Шаня (7 %), Тибета (5 %), Гиндукуша (4 %), Памиро-Алая (4 %), в горах Сибири и Камчатки [18].

Общее количество воды в озерах Азии почти 28 тыс. км<sup>3</sup>. Из них 23 тыс. км<sup>3</sup> сосредоточено в Байкале, самом большом по объему и глубине (1620 м) пресноводном озере мира. Его ОВМ маломинерализованная (менее 100 мг/л), очень прозрачна (зимой перед ледоставом до 40 м по диску Секки). Олиготрофная экосистема отличается обилием эндемичной флоры и фауны (60—70 % видов не встречается больше ни в каком другом водном объекте).

Второе по объему азиатское озеро — бессточный Иссык-Куль (1738 км<sup>3</sup>, глубина до 668 м). Это озеро также с очень чистой и такой же прозрачной водой, хорошо насыщенной кислородом до дна, как и в Байкале, но в отличие от него — солоноватоводное (средняя минерализация 5—6‰). Его чаша пополняется маломинерализованными водами многочисленных горных рек с ледниковым питанием (60 % приходной части водного баланса озера) и атмосферными осадками (40 %). ОВМ в нем осолоняется вследствие интенсивного круглогодичного испарения с незамерзающей акватории этого горного теплого монотипического озера. Бессточным оно стало сравнительно недавно, в конце XIX в., когда р. Чу в результате тектонических

движений земной коры перестала протекать через западную оконечность озера.

Третьим по запасу воды до 1960 г. было Аральское море-озеро (1093 км<sup>3</sup>). Вода в нем была тоже солоноватая (8—9 ‰). Вследствие усыхания азиатских озер и очень большого изъятия стока на орошение из питающих Арал рек Сырдарья и Амударья к 1990 г. объем озера сократился до 325 км<sup>3</sup>, а минерализация ОВМ возросла до 33 г/кг, т. е. озеро стало соленым. В настоящее время оно разделилось на два водоема (моря Большое и Малое), оценить их объем гидрометрическим методом стало невозможно, так как все озерные водомерные посты обсохли, а водомерные наблюдения прекращены. По оценке В. Н. Михайлова, к 2002 г. суммарный объем воды в обеих котловинах снизился до 128 км<sup>3</sup>, а соленость в Большом море достигла 68 ‰.

Четвертое по объему азиатское озеро — Хупсугул (480 км<sup>3</sup>) расположено в том же грабене, что и Байкал. ОВМ Хубсугула стекает по р. Эгин (Эгин-Гол) в р. Селенга и далее в Байкал. Это озеро по своим гидроэкологическим особенностям подобно Байкалу (очень прозрачная и маломинерализованная вода, много водных организмов-эндемиков). Недаром в Монголии его зовут «младшим братом Байкала».

Пятое по объему водных ресурсов среди азиатских озер — Мертвое море (188 км<sup>3</sup>). Это — глубокая криптодепрессия, уровень воды в которой –395 м. ОВМ представляет собой рапу с минерализацией около 300 г/кг. Единственный приток озера — р. Иордан, зарегулирована Тивериадским озером (называемым также Киннерет, Генисаретским, Бахр-Табария и библейским Галилейским морем) и гидроузлами. Для пополнения водных ресурсов Мертвого моря предложен проект переброски в него по тоннелю воды из Средиземного моря. Предлагается использовать при этом перепад в 400 м для сооружения ГАЭС. Проект не реализуется из-за возможности негативных последствий преобразования уникальной экосистемы озера, продуцирующей ценные минеральные ресурсы, но лишенной обычной водной биоты (исключение — некоторые виды бактерий).

Шестое по объему озеро Азии — Балхаш (112 км<sup>3</sup>) состоит из двух плесов. Западный плес (в нем находится биологически продуктивная дельта р. Или) имеет минерализацию воды 1,2—3,5 г/л и соединяется узким проливом Узун-Арал с Восточным плесом, где она возрастает до 4,5 г/л. В отличие от Иссык-Куля, Балхаш уже не менее 8 тыс. лет — озеро бессточное. Удивительно малое осоление в нем испаряющейся воды названо Л. С. Бергом «географическим парадоксом». Исследованию причин данного явления посвящены балансовые расчеты Л. К. Блинова, а затем О. А. Алекаина. Ими показано, что из озерной чаши интенсивна фильтрация воды и озеро имеет изрезанную преимущественно песчаную

береговую линию. При летнем понижении уровня воды в Восточном плесе из-за сильного испарения многие небольшие заливы отшнуровываются и высыхают, а соль с обсыхающей прибрежной зоны выдувается ветром из котловины озера. Ежегодное расхождение водоема за счет фильтрации и дефляции, вероятно, служит причиной пресноводности и другого столь же крупного пустынного бессточного оз. Чад в Южной Сахаре.

Перечисленные шесть крупнейших озер Азии с объемом каждое более  $100 \text{ км}^3$  содержат 95 % ее озерных водных ресурсов. По гидроэкологической структуре и составу ОВМ они гораздо более разнообразны по сравнению с крупнейшими пресными озерами Европы. Их водные ресурсы уникальны по составу водной флоры и фауны, по формирующимся в их экосистемах биологическим и минеральным ресурсам.

Наибольшая озерность территории характерна для Западной Сибири, севера Средней и Восточной Сибири с огромным количеством небольших тундровых озер. Значительна озерность юга западной Сибири и Северного Казахстана. В среднеазиатских республиках озер (с площадью водной поверхности более  $1 \text{ км}^2$  каждое) — свыше 290, а их суммарная площадь превышает 14 тыс.  $\text{км}^2$  (А. М. Никитин, 1987).

На территории Китая озер такого размера насчитывается более 2300\*. Их суммарная площадь оценивается в 71 тыс.  $\text{км}^2$ , а водные ресурсы — в  $708 \text{ км}^3$ . Примерно треть их — пресноводна, остальные находятся в неглубоких, но нередко больших по площади соленых озерах. Основной озерный район расположен на Тибетском нагорье (более 73 % озерных ресурсов Китая). В Тибете наиболее обширны бессточные котловины озер Кукунор (Цинхай) на высоте более 3000 м (площадь до  $4,2 \text{ тыс. км}^2$ , глубина до 38 м) и Намцо (Тенгри-Нур) на высоте более 4600 м (площадь до  $2 \text{ тыс. км}^2$ ), замерзающее с ноября по май и имеющее богатую ихтиофауну. Из рапы этих и многих менее крупных высокогорных тибетских озер кристаллизуются минералы, уникальные по своему химическому составу. Ведется добыча этих солей для фармацевтической, химической и других отраслей промышленности.

Еще 10 % озерных ресурсов Китая находится в многочисленных пресных озерах Великой Китайской (Восточной) равнины. Среди них наиболее крупные, регулирующие сток р. Янцзы, озера Дунтинху (объем до  $17,8 \text{ км}^3$ , площадь до  $12 \text{ тыс. км}^2$ ), Поянху (объем до  $25,9 \text{ км}^3$ , площадь до  $2,7 \text{ тыс. км}^2$ , глубина до 20 м) и Тайху (объем до  $4,4 \text{ км}^3$ ). В половодье в их котловины поступают мутная РВМ Янцзы и ее притоков, а после его окончания ОВМ, осветленные вследствие седиментации взвесей, стекают в русло главной реки. При этом в первом, наиболее проточном озере с

---

\* Eutrophication of Lakes in China. Beijing (China): ILEC, 1990.

временем водообмена 20 сут, уровень воды может подниматься на 10—15 м. Второе, самое емкое озеро, имеет втрое более замедленный водообмен и минерализацию воды 140 мг/л. За многие тысячелетия своего существования эти крупнейшие в мире пойменные озера накопили в донных отложениях огромное количество биогенных веществ. Поэтому в них особенно сильно проявляется естественный процесс эвтрофирования, на который наложилось и антропогенное влияние давней цивилизации в дельте Янцзы. Таким образом, эти озера отличаются, по мнению китайских лимнологов, смешанным типом перифитонно-фитопланктонного эвтрофирования.

Подобную роль природного регулятора речного стока в низовьях р. Меконг играет оз. Сап (Тонле-Сап). Оно увеличивается во время половодья до нескольких тысяч квадратных километров. Подобны и озера Абу-Диббис (объем до 25 км<sup>3</sup> и площадь 1850 км<sup>2</sup>) и Хаммар (площадь 2500 км<sup>2</sup>) со средней минерализацией ОВМ 440 мг/л на юге Месопотамской низменности, регулирующие паводковый сток рек Тигр и Евфрат.

Таким образом, для перечисленных крупнейших полизональных рек субтропической и тропической Азии, отличающихся большой внутригодовой неравномерностью стока, характерны обширные пойменные мелководные и сильно разливающиеся в половодье озера, естественные регуляторы водного и химического режима этих рек. Они увеличивают потери стока вследствие испарения и транспирации воды прибрежными зарослями макрофитов, частично аккумулируют сток речных наносов, биогенных и загрязняющих веществ. Одновременно такие крупные озера существенно повышают биологическую продуктивность речных низовьев и морского шельфа, которая формируется на других континентах экосистемами обычно небольших, но многочисленных дельтовых озер.

По данным ученых Китая, в 50—80-е годы XX в. (одновременно с усыханием Арала) произошло сокращение площади озер КНР на 12 тыс. км<sup>2</sup>, т. е. на 14 %, главным образом за счет акватории оз. Лобнор (площадь 3000 км<sup>2</sup>) в восточной части Таримской впадины, 12-кратного уменьшения водной поверхности оз. Далайнор (площадь 2670 км<sup>2</sup>) у северной границы Китая в бассейне р. Амур, почти двукратного уменьшения размера бессточного оз. Эби-Нур (площадь 1070 км<sup>2</sup>) у западной границы с Казахстаном, а также примерно 1,5-кратного сокращения акватории озер Дунтинху и Поянху.

Естественное усыхание Арала заметно ускорено нерациональным использованием речных ресурсов в бассейнах питающих его рек. Ради резкого увеличения производства хлопка в среднеазиатских республиках за счет расширения орошаемых площадей были сооружены:

- Чардаринское водохранилище (объем 5,7 км<sup>3</sup>) на Сырдарье и несколько наливных водохранилищ (общий объем более 2 км<sup>3</sup>), питаемых Амударьей для подачи воды в ирригационные каналы в Голодной и Каршинской степях;

- крупнейший в мире Каракумский канал длиной до 1100 км с водозабором (11 км<sup>3</sup>/год) из Амударьи, что составляет 14 % динамических водных ресурсов этой реки в средний по водности год [2].

Приемниками засоленных дренажных вод с новых хлопковых плантаций стали крупные бессточные солончаковые и частично заболоченные котловины — Арнасайская у подножия хребта Ну-ратау и Сарыкамышская, в которую из дельты Амударьи проложен Дарьялыкский обводнительный канал. В исключительно многоводное на Сырдарье половодье 1969 г. из-за недостаточной пропускной способности водосбора Чардаринского гидроузла излишки притока к нему (16 км<sup>3</sup>) были сброшены в Арнасайскую котловину. В ней возникла система Айдарских озер с водной поверхностью в 2300 км<sup>2</sup> и минерализацией 800—900 мг/л. А сброс дренажных вод в низовьях Амударьи привел к возникновению Сарыкамышского озера площадью до 2850 км<sup>2</sup>, объемом 28,5 км<sup>3</sup> и соленостью 11 ‰.

Эти антропогенные озера в первые годы своего существования оказались исключительно рыбопродуктивны, что привлекло на их берега переселенцев в связи с развитием рыбного промысла. В последующие годы озера стали усыхать, в них начался рост минерализации воды (к 1985 г. площадь озер в Арнасайской котловине сократилась на 25 %, а минерализация возросла до 2—5 ‰). При этом в воде и Айдарских озер и Сарыкамышского озера увеличивалась концентрация токсичных веществ, широко используемых в хлопководстве. Их бионакопление в тканях рыб превысило санитарные нормы, что повлекло запрет рыболовства и возникновение безработицы среди населения рыбацких поселков, а также проблемы с их питьевым водоснабжением.

## 5.5. Водные ресурсы рек и водохранилищ

Единовременный запас воды в речной сети Азии оценивается в 565 км<sup>3</sup>, т. е. он в 7 раз превышает стационарные водные ресурсы европейских рек. Суммарные динамические водные ресурсы азиатских речных систем составляют в среднем за многолетний период 14,4 тыс. км<sup>3</sup>/год. Следовательно, среднее время возобновления водных ресурсов составляет более 14 сут, почти в 1,5 раза медленнее, чем в речной сети Европы. Это объясняется гидрографическими особенностями строения азиатской речной сети, включающей шесть речных систем с площадью водосбора более

Водосборы крупнейших речных систем Азии, млн км<sup>2</sup>

Бассейн рек	Площадь	Бассейн рек	Площадь
Обь	2,99	Амур	1,86
Енисей	2,58	Янцзы	1,80
Лена	2,49	Ганг, Брахмапутра и Мегхна	1,73

1 млн. км<sup>2</sup> (табл. 5.2), тогда как в Европе лишь бассейн Волги имеет площадь 1,36 млн. км<sup>2</sup>.

Более половины суммарного объема водного стока с территории Азии выносятся в окраинные моря 30 крупнейшими реками. По водоносности они делятся на пять групп:

I — со стоком  $\approx 1000$  км<sup>3</sup>/год: Янцзы (Янцзыцзян) (995);

II — со стоком  $\approx 300—600$  км<sup>3</sup>/год: Брахмапутра (644), Енисей (610), Лена (532), Меконг (510), Обь (395), Чжуцзян (Сицзян, т.е. Жемчужная река) (363), Амур (355);

III — со стоком  $\approx 200$  км<sup>3</sup>/год: Инд (220), Салуин (211);

IV — со стоком  $\approx 100$  км<sup>3</sup>/год: Колыма (135), Хонгха (т.е. Красная река) (128), Годовари (122), Хатанга (105), Пясины (82);

V — со стоком 30—60 км<sup>3</sup>/год: Миньцзян (63), Анадырь (60), Индигирка (58), Хуанхэ (т.е. Желтая река) (54), Таз (46), Нармада (39), Пур (33), Камчатка (32), Яна (32).

Самая крупная азиатская река Янцзы (Голубая река) берет начало в центральном районе Тибетского нагорья, пересекает его юго-восточную часть, южную окраину Сычуаньской впадины, Великую Китайскую равнину и впадает в Восточно-Китайское море. Ее длина более 5,5 тыс. км. На протяжении верхнего течения — это горная река, с подъемом уровня в паводки местами до 40—50 м и с коричневым цветом воды из-за взвешенных в ней песчаных и глинистых частиц. В нижней трети своего течения она превращается в равнинную, где из-за частичной седиментации большого количества наносов ее русло приподнято над окружающей равниной. В устье Янцзы средняя мутность воды более 500 г/м<sup>3</sup>, а ее минерализация 194 мг/л. В обширной дельте Янцзы расположен г. Шанхай, под которым толща аллювия > 300 м.

Вторая по водоносности азиатская река Брахмапутра собирает талую воду с ледников восточных и северо-восточных склонов Гималаев и на разных участках имеет свои названия. В верховьях ее именуют Мацанг, в средней, квазимеридиональной части — Цангпо, и только ниже ущелья Диханг, которым она прорезает Гималайский хребет, на аллювиальной равнине — Брахмапутрой. Она образует вместе с Гангом и Мегхной (водоносность 110 км<sup>3</sup>/год) вторую по площади в мире Бенгальскую дельту

(80 тыс. км<sup>2</sup>), которая в 7 раз обширней волжской. Водоносность Ганга в вершине дельты составляет 475 км<sup>3</sup>/год, а в дельте из-за испарения и фильтрации сокращается на 80 км<sup>3</sup>/год (почти на 17 %). Его РВМ имеет среднегодовую мутность 880 г/м<sup>3</sup> и минерализацию 190 мг/л. Водоносность р. Салуин 211 км<sup>3</sup>/год. Ее истоки находятся в ледниках тибетского хребта Тангла (здесь река называется Нагчу), в среднем течении она, именуемая Нуцзян, прорезает глубокими ущельями (до 3000 м) Юньнаньское нагорье в Китае и Шанское нагорье в Бирме, в которых в летние паводки уровень воды поднимается на 15 м и более. В нижнем течении она пересекает прибрежную равнину и двумя рукавам впадает в Андамское море.

Базисный сток всех азиатских рек составляет в среднем лишь 26 % многолетней годовой величины. Его доля заметно меньше, чем в Европе (34 %), из-за существенно меньшей зарегулированности речного стока.

**Водные ресурсы водохранилищ.** В Азии — наибольшие ресурсы среди всех частей света и составляют более 1980 км<sup>3</sup> (А. Б. Авакян, В. Б. Яковлева, 1999), т. е. 30 % мирового фонда и втрое превышают объем европейских водохранилищ. Среди 815 крупных и средних водохранилищ Азии (объемом  $\geq 0,1$  км<sup>3</sup>) 16 сооружено на азиатской территории России, их суммарный объем более 497 км<sup>3</sup>. Кроме того, строятся Богучанское водохранилище — четвертая ступень Ангарского каскада и Бурейское водохранилище на р. Бурей в амурском бассейне с плотиной у пос. Талакан. Заполнение этого водоема начато в апреле 2003 г. Спустя 5—6 лет, по завершении строительства гидроузла, объем водохранилища составит 22,5 км<sup>3</sup>, площадь достигнет 800 км<sup>2</sup>, а глубина у плотины — 120 м.

Наибольшее число крупных и средних водохранилищ эксплуатируется в Китае (265 водоемов с суммарным объемом 345 км<sup>3</sup>) и в Индии (212 водоемов, 248 км<sup>3</sup>). В Японии, стране с очень небольшими земельными ресурсами, имеется 33 водохранилища среднего размера и множество малых искусственных водоемов, в Турции — 24 больших водохранилища, в Ираке — 17, в Таиланде — 16.

К самым емким в Азии водохранилищам с объемом воды при НПУ свыше 50 км<sup>3</sup> относятся: Братское (169 км<sup>3</sup>) и Усть-Илимское (59 км<sup>3</sup>) на Ангаре, Зейское (68 км<sup>3</sup>) в бассейне Амура и Красноярское (73 км<sup>3</sup>) на Енисее. Из зарубежных водохранилищ наиболее крупное Тартар (85 км<sup>3</sup>, 2700 км<sup>2</sup>), созданное в одноименной впадине в междуречье Евфрата и Тигра, куда сбрасываются воды половодья р. Тигр, подпертой плотиной у г. Самарра. Вода в этом водохранилище имеет среднюю за год минерализацию более 1,5 г/л. Несколько меньший объем имеет Бухтарминское водохранилище (50 км<sup>3</sup>, 5,5 тыс. км<sup>2</sup>) в Казахстане на Иртыше, в состав которого включена котловина оз. Зайсан. Примерно вдвое меньше объем еще пяти водохранилищ:



- Саяно-Шушенского (31 км<sup>3</sup>) с каменно-набросной плотинной высотой 230 м и самой мощной в России и в мире ГЭС (6400 МВт), имеющей контррегулирующее Майнское водохранилище в своем нижнем бьефе;

- горного водохранилища Кебан (31 км<sup>3</sup>) на Евфрате в Южной Турции;

- озерного водохранилища Абу-Диббис (26 км<sup>3</sup>) к югу от среднего течения Евфрата, питаемого сбросом излишков воды этой реки из водохранилища Хаббания (3,25 км<sup>3</sup>) у г. Рамади в Ираке, а также грунтовыми и дренажными водами крупной оросительной системы, из-за чего минерализация в этом водохранилище достигает 10 г/л;

- Хантайского (24 км<sup>3</sup>) на р. Хантайке (притоке Нижнего Енисея) с постепенно углубляющимся ложем вследствие размораживания многолетнемерзлых грунтов дна и их просадки;

- Саньмынься в среднем течении Хуанхэ (35 км<sup>3</sup>). В начале 1960-х годов за первые 5 лет эксплуатации это водохранилище, сооруженное на самой мутной среди крупных рек мира, полностью заилилось (Р. С. Чалов, Лю Шугуан, Н. И. Алексеевский, 2000). После реконструкции гидроузла, высота плотины которого увеличена с 90 до 106 м, объем водохранилища стал 9,6 км<sup>3</sup>, а в дополнение к нему ниже построен гидроузел Сяоланди с плотинной высотой 154 м и водохранилищем объемом 12,6 км<sup>3</sup>. Оба гидроузла работают в необычном для водохранилищ сезонного регулирования стока режиме, предотвращающем их заиливание. Полезный объем наполняют в маловодный период, когда вода не используется для орошения, а в многоводные фазы насыщенные наносами воды пропускают транзитом так, чтобы исключить наводнение в низовьях реки и полностью сработать запас воды до бытового уровня.

**Подземные водные ресурсы.** Они имеют очень большое экологическое значение для обширных «безводных» полупустынных и пустынных территорий Азии. Водно-балансовая оценка [9] дает основание предполагать, что, помимо базисного стока рек, в аридных регионах имеются суммарные ежегодно возобновляемые ресурсы подземных вод порядка 200 — 250 км<sup>3</sup>/год. Там, где их добывают, они служат надежным источником водоснабжения из-за отсутствия внутригодовых колебаний дебита и лучшей защищенности от загрязнения по сравнению с поверхностными водами.

В пределах аридных регионов Азии выявлено более 60 пресных артезианских бассейнов. Они питаются речными водами в зонах «рассеяния» стока, а также атмосферными осадками, и разгружаются в бессточных котловинах озер и болот. Наибольшие динамические ресурсы подземных вод сосредоточены в пределах Индо-Гангской равнины (до 40 — 50 км<sup>3</sup>/год). Образуются они в результате фильтрации воды в предгорьях Гималаев из русловых и оро-

сительных систем. В Центральной Азии (без Тибета) такие водные ресурсы составляют 25—28 км<sup>3</sup>/год, в равнинной части Казахстана — 26 км<sup>3</sup>/год и еще около 14 км<sup>3</sup>/год в межгорных впадинах Средней Азии (Иссык-Кульская, Чу-Таласская, Ферганская и др.).

## 5.6. Хозяйственное использование водных ресурсов

По оценке, выполненной в Государственном гидрологическом институте [13], структура водохозяйственного баланса Азии в 1980 г. включала, км<sup>3</sup>/год:

водозабор .....	1910 (51 % базисного стока)
безвозвратное водопотребление .....	1380 (72 % водозабора)
сброс сточных вод .....	530 (14 % базисного стока)

Особенность азиатского водного хозяйства, по сравнению с европейским, состоит:

- в 4,5 раза большем отборе воды из поверхностных и подземных ее источников на хозяйственные нужды несмотря на то, что в 1980-е годы население Азии лишь в 3,5 раза превышало число жителей Европы. В среднем меженный сток азиатских рек из-за водоотбора сокращался вдвое, а его восполнение сточными водами было вдвое меньшим, чем в Европе;
- в 10 раз большем безвозвратном водопотреблении, при котором более 70 % воды расходуется на испарение с почвы, транспирацию и урожай сельскохозяйственных культур, выращиваемых преимущественно на землях, площадь которых составляет 80 % орошаемых угодий мира.

Таким образом, несмотря на вдвое большее поступление адвективной атмосферной влаги и ее более полное вовлечение в континентальный гидрологический цикл (благодаря чему количество осадков в Азии в 4 раза, а средний годовой сток в 4,5 раза больше, чем в Европе), удельная водообеспеченность населения мала. Этот показатель, рассчитанный по формуле (4.1) с учетом величины базисного речного стока, не превышает в Азии в среднем 2,7 м<sup>3</sup>/(сут·жит.), что в 1,5 раза меньше, чем в Европе. Причина этого — не столько в большем населении, сколько в большей внутри- и межгодовой изменчивости стока, и потому в заметной меньшей доле устойчивого базисного стока (26 % в Азии и 34 % в Европе), в менее технически оснащенном и организованном водном хозяйстве.

В отличие от Европы, где доминирует промышленное водопотребление, в Азии главенствующую роль в водохозяйственном балансе играет сельское хозяйство и как водопотребитель, и как основной поставщик сточных вод (рис. 5.2), преимущественно с

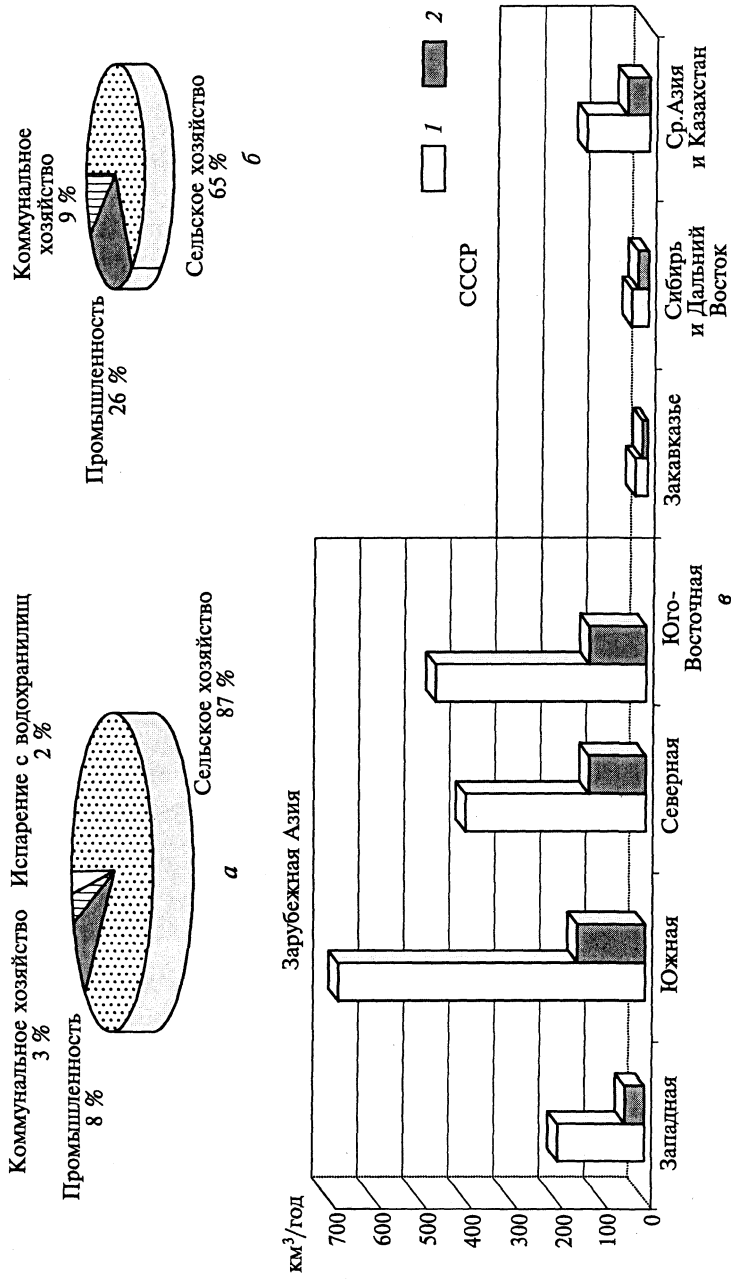


Рис. 5.2. Водопотребление основными отраслями водного хозяйства в Азии в 1980 г. [13]:  
 а — структура водозабора (1910 км³/год); б — структура сточных вод (521 км³/год); 1 — водозабор (1) и сброс сточных вод (2) в азиатских регионах

ирригационных систем. Объем воды, использовавшейся в азиатской промышленности, на треть меньше, чем в Европе. Водозатраты в коммунальном хозяйстве приблизительно такие же, как в Европе. Потери воды на дополнительное испарение с азиатских водохранилищ оцениваются приблизительно вчетверо большей величиной ( $40 \text{ км}^3/\text{год}$ ), чем с европейских. Однако его доля в структуре водопотребления в Азии (2 %) даже меньше, чем в Европе (3 %).

На рис. 5.2 видно, что наибольшим общим и безвозвратным водопотреблением отличается Южная Азия, включающая полуостров Индостан, Индо-Гангскую равнину и ее горное обрамление — южные склоны Гималаев, Гиндукуша и юго-восточную окраину Иранского нагорья. На территории этой природной области расположены Пакистан, Индия, Непал, Бутан, Бангладеш и Шри-Ланка. По объему водопотребления на втором месте — Юго-Восточная Азия, охватывающая территорию Индокитайского полуострова от Малайи на западе до Южного Китая (к югу от Янцзы), а также острова Малайского архипелага, включая Филиппины. В этих двух природных областях Азии, наиболее обильно увлажняемых муссонными дождями, общее водопотребление достигает 60 % используемых в этой части света водных ресурсов. На сравнительно небольшой территории Закавказья и в обширной Сибири с российским Дальним Востоком общее водопотребление в 20 раз меньше. В отличие от других областей Азии, на этих территориях объем сточных вод превышает величину безвозвратных потерь воды в процессе ее использования.

Среди азиатских стран наиболее развито промышленное водопотребление в Японии, что приводит к сильному загрязнению поверхностных вод на островах и в прибрежной акватории Тихого океана. Под приморскими городами образуются депрессионные воронки, в которые фильтруется морская вода. Засоление подземных вод препятствует дальнейшему их использованию для питьевого водоснабжения. Поэтому в Японии значительная часть промышленного производства расходует морскую воду, а источником питьевого водоснабжения населенных пунктов как в Японии, так и в других азиатских странах, включая Токио и Тегеран, служат водные ресурсы многочисленных небольших водохранилищ и зарегулированных озер. К Пекину и его морскому порту г. Тяньцзинь перебрасывается вода из р. Луаньхэ по каналу с пропускной способностью до  $1,1 \text{ км}^3/\text{год}$  [13].

В странах с наиболее острым дефицитом водных ресурсов — в Саудовской Аравии, Кувейте, Израиле, питьевую воду вырабатывают на опреснительных установках, обессоливающих морскую воду. В 1980 г. таким способом в 100 странах мира было произведено около  $3 \text{ км}^3/\text{год}$  пресной воды, из которой 25 % — в Саудовской Аравии. Опреснительные установки имеются и в Японии.

Кувейт, хотя и занимает одно из первых мест в добыче пресной воды из морской, дополнительно импортирует воду из Ирака, из водохранилищ Месопотамии.

Ирригация — особенно водоемкая отрасль азиатского водного хозяйства. Для орошения 144 млн га в Азии использовалось в 1980 г. около 1600 км<sup>3</sup>/год воды, из которых 400 — 440 км<sup>3</sup>/год — в Китае. На юго-востоке этой страны, где наиболее развито производство риса, его выращивают в чеках (обвалованных делянках, затапливаемых слоем воды до нескольких дециметров). Этот способ орошения очень водоемок. В Северном Китае, где преобладают другие зерновые культуры (пшеница, кукуруза) и возделываются многие овощные культуры, развито орошение подземными водами. Между этими регионами расположен третий регион Китая с не менее развитым сельскохозяйственным производством, которое снабжается водой в основном из многочисленных прудов (их называют «*танки*»), наполняемых ливневыми осадками.

В Индии орошают 60 % сельскохозяйственных земель, на что затрачивается до 18 % национальных динамических водных ресурсов. Развита сложная мелиоративная система, питаемая водой из крупных ирригационных каналов. Одни из них построены уже много веков назад и все время совершенствуются, другие спроектированы и частично построены в XX в. Самая крупная в мире переброска стока (11 км<sup>3</sup>/год на 1100 км) может быть осуществлена по Каракумскому каналу из Амударьи до г. Красноводска на Каспии (после завершения работ по проекту). Почти столь же крупная по масштабу переброска воды (22 км<sup>3</sup>/год на 470 км) осуществляется в настоящее время и по магистральному оросительному каналу Раджастан [13] из глубоководных горных водохранилищ Бхакра (на р. Сатледж — левом притоке Инда) и Понг (на р. Бисас — притоке Сатледжа) на юго-запад Индо-Гангской равнины. Этот канал продлевается для обводнения пустыни Тар. Оба водохранилища аккумулируют 99 % стока наносов. Осветленная ими вода способствует фотосинтезу макрофитов и сильному зарастанию ими каналов. Для борьбы с зарастанием периодически осушают отдельные участки каналов на несколько суток. В районах, где нет каналов (преимущественно на западе Индии), для орошения используют подземные воды из колодцев и скважин глубиной до 175 м или поверхностные воды (на плоскогорье Декан) из малых прудов-«танков».

Разрабатываются различные мероприятия по снижению непродуктивного (физического) испарения с водной поверхности рисовых чеков, для чего предусматривается использование *гексадеканола*. Это — синтезированное органическое вещество, которое при внесении в воду образует на ее поверхности очень тонкую мономолекулярную пленку, сокращающую интенсивность испарения воды до 30 %. Но его применение на источниках питье-

вого водоснабжения недопустимо, так как эта пленка не только уменьшает испарение, но и почти прекращает газообмен между водой и атмосферой. Отсутствие аэрации при большом содержании органического вещества и высокой температуре ведет к тому, что в воде под пленкой быстро расходуется кислород на окисление органических веществ, вследствие чего возникают заморные явления с резким ухудшением качества воды. Она становится непригодной для питьевого и рекреационного использования.

Даже в Индонезии, расположенной на Зондских островах с большим слоем осадков и достаточно равномерным их распределением в течение года, на орошение более 30 % обрабатываемых земель расходуют 65—70 км<sup>3</sup>/год воды (на 1 га посевов риса затрачивается до 30 тыс. м<sup>3</sup>/год). На Яве уже исчерпаны оросительные ресурсы, регулируемые многими небольшими водохранилищами. Поэтому мелиоративные работы, сочетающие орошение с осушением заболоченных территорий, распространяются на менее населенные острова — Суматру и Калимантан.

В Бангладеш, около 20 % территории, расположенной в дельте Ганга и Брахмапутры, затопливается в половодье, также тратят много воды на орошение в зимний период, когда эти районы обсыхают после летнего затопления и требуют полива полей для выращивания второго и третьего урожая.

В Монголии с совершенно иными природными условиями сельское хозяйство представлено в основном животноводством, для которого не хватает имеющихся водных ресурсов. Летом здесь реки пересыхают, а зимой перемерзают, поэтому главный источник водоснабжения — вода из глубоких скважин. Разведанные запасы подземных вод интенсивно эксплуатируются не только для сельскохозяйственного, но и для питьевого водоснабжения.

В Афганистане и Иране орошение ведется при помощи *кяризов* — старинных устройств, которые представляют собой дренажные канавы и каналы, засыпанные обломочным материалом и перекрытые водонепроницаемой кровлей. В некоторых случаях засыпка отсутствует. Кяризы сооружаются в предгорьях, там, где наиболее интенсивна инфильтрация воды. Они служат подземными коллекторами фильтрующихся подземных вод и обеспечивают экономию воды (без потерь на испарение) при ее подаче на орошаемые сельскохозяйственные земли. Однако кяризы часто требуют ремонта, и поэтому даже в Коране записано, что вклад в их ремонт должен быть пропорционален водозабору. В Афганистане имеется Желалабадский ирригационный канал, питаемый водой р. Кабул, а в среднем течении р. Гильменд — крупный гидроузел Каджикай, из водохранилища которого берут начало несколько ирригационных каналов. Они обеспечивают водой до 40 % орошаемых земель в южной части Афганистана.

Источником питания Мильско-Муганской оросительной системы на севере Ирана служит каскад гидроузлов на пограничной р. Аракс, водные ресурсы которой, пополняемые из Мингечаурского водохранилища на р. Куре, используются и закавказскими республиками. Приходящие в упадок системы иранских кяризов заменяются буровыми скважинами глубиной до 250 м, начато сооружение сети малых и средних водохранилищ. Суммарный объем сотен уже построенных ирригационных водохранилищ Ирана составляет около  $30 \text{ км}^3$  [1]. Среди них наиболее крупное, объемом  $3,5 \text{ км}^3$  — на р. Диз (правый приток р. Карун) в бассейне Шатт-эль-Араба регулирует подачу воды в иранские оросительные системы в пределах Месопотамской низменности.

В водоснабжении Турции, Сирии и Ирака и развитии в них ирригации большую роль играют каскады крупных водохранилищ на реках Тигр и Евфрат. В их междуречье для защиты Багдада от наводнений создан гидротехнический комплекс Тартар, включающий одно из крупнейших водохранилищ Азии и каналы Тигр—Тартар (пропускная способность  $1000 \text{ м}^3/\text{с}$ ), Тартар—Евфрат ( $1100 \text{ м}^3/\text{с}$ ) и Тартар—Тигр ( $600 \text{ м}^3/\text{с}$ ). Регулирование стока гидроузлами этого комплекса обеспечивает не только орошение, но и разбавление высокоминерализованных дренажных сточных вод с орошаемых массивов в низовьях гидрографической сети бассейна р. Шатт-эль-Араб. Ее сток в Персидский залив составляет в среднем всего  $46 \text{ км}^3$  воды, а ее большая часть ( $64 \text{ км}^3/\text{год}$ ) испаряется с орошаемых массивов, болот и водоемов Месопотамской низменности.

Наряду с ирригацией к важнейшим задачам водного хозяйства в Азии относится борьба с наводнениями. Особенно велика в этом отношении роль всех крупных и множества небольших водохранилищ, осуществляющих нивелирование пиков дождевых паводков. Кроме того, во многих странах построены системы дамб, которые в низовьях рек предохраняют от затопления обширные низменные территории. Большинство азиатских рек (за исключением сибирских) в половодье и паводки перемещает значительные массы наносов, поэтому в низовьях, где небольшие уклоны, в руслах происходит отложение речных взвесей, вызывающее подъем водной поверхности над прирусловыми валами. Возникает необходимость все большего наращивания их высоты с помощью дамб. Например, общая длина таких дамб в Китае составляет 160 тыс. км [13], из них 55 тыс. км — вдоль среднего и нижнего течения р. Янцзы и впадающих в нее притоков от г. Ичан до Шанхая. Высота этих дамб на 1—2 м выше максимального уровня воды в реке в половодье 1954 г. Тем не менее из-за муссонных ливней (реже при тайфунах) расход воды достигает свыше 100 тыс.  $\text{м}^3/\text{с}$ . Это случается на Янцзы в последние 2000 лет в среднем один раз в десятилетие. Тогда на том или ином участке русла происходит прорыв

дамб, что вызывает катастрофическое наводнение (по размеру затопленной местности, продолжительности затопления, экологическим и экономическим ущербам).

Коренное изменение водного режима Янцзы произойдет по завершению гидротехнического проекта «Три ущелья», называемого также проектом XXI в. Выше г. Ичан, где Янцзы резко сужается, прорезая горные хребты, начато строительство крупнейшего в Китае и во всем мире гидроузла Санься. В его составе железобетонная плотина высотой 175 м, водосброс и две прибрежные гидроэлектростанции, каждая из которых будет оборудована 13 турбинами. Их суммарная мощность составит 17,7 тыс. МВт (втрое больше самой мощной в мире Саяно-Шушенской ГЭС). Чтобы обеспечить судоходство, гидроузел включает две лестницы шлюзов (из 5 камер каждая) для грузовых и лифт для быстроходных пассажирских судов. Выше этого гидроузла возникает водохранилище длиной около 100 км, площадью 800 км<sup>2</sup> и объемом при НПУ 37,5 км<sup>3</sup>. Для сезонного регулирования стока Янцзы полезный объем водохранилища составит 16,5 км<sup>3</sup> при сработке до 30 м. Благодаря этому водохранилищу, как считают китайские гидрологи, удастся полностью ликвидировать крупные наводнения в среднем и нижнем течениях Янцзы, при которых максимальный расход воды в реке (более 100 тыс. м<sup>3</sup>/с) в 30 раз больше среднего многолетнего расхода. Перед перекрытием Янцзы в этом створе необходимо переселить более 1,1 млн человек из зоны затопления, переместить из нее знаменитые храмы. Мощнейшая ГЭС обеспечит пиковую нагрузку энергосетей всего юга Китая, резко улучшит условия речной навигации. В настоящее время не все суда могут преодолевать быстроток на участке трех ущелий, а попуски воды из водохранилища в меженный период улучшат судоходные условия на протяжении почти 1500 км нижнего течения Янцзы. Станет возможной более масштабная переброска вод Янцзы по реконструируемому Великому каналу длиной 1700 км (построенному еще в VII—VIII вв.) на север страны вплоть до Пекина.

Чтобы обеспечить строительство гидроузла Санься, примерно в 80 км ниже его створа построен гидроузел Гэчжауба, плотиной которого впервые перекрыто в 1986 г. русло Янцзы — третьей среди величайших рек мира (по водоносности она уступает лишь Амазонке и Конго). Этот пионерный гидроузел снабжает ведущую выше него грандиозную стройку электроэнергией, а его водохранилище объемом 1,6 км<sup>3</sup> улучшает условия транспортировки тяжелых грузов, необходимых для сооружения плотины Санься. Со временем Гэчжауба станет выполнять на нижней Янцзы важную функцию контррегулятора попусков мощнейшей ГЭС.

Учитывая тенденции развития водного хозяйства в 1950—1980 гг. в отдельных регионах Азии, обобщенные показатели структуры водопотребления в которых показаны на рис. 5.2, спрогнозиро-



ван рост общего и безвозвратного водопотребления в Азии к 2000 г. [13] и ожидаемая интенсификация внутриконтинентального гидрологического цикла. По этому прогнозу компоненты водохозяйственного баланса увеличатся следующим образом:

водозабор — до 3140 км<sup>3</sup>/год (с 51 до 84 % базисного стока);

безвозвратное водопотребление — до 2020 км<sup>3</sup>/год (но его доля в водозаборе снизится с 72 до 64 %);

сброс сточных вод — с 530 до 1120 км<sup>3</sup>/год (с 14 до 30 % базисного стока), что в среднем вдвое усилит антропогенное загрязнение азиатских рек в меженный период.

При этом осадки континентального происхождения увеличатся в среднем на 1330 км<sup>3</sup>/год (т.е. на 6,5 %), на 65 % компенсируя безвозвратное водопотребление. Эти дополнительные, преимущественно ливневые осадки приведут к увеличению летнего стока рек Азии на 25 км<sup>3</sup>/год (т.е. всего на 0,2 %), что практически не изменит их паводковый сток.

## ГИДРОЛОГИЯ АФРИКИ

**6.1. Географические особенности формирования гидрологического цикла**

Африка, имея площадь 30 млн км<sup>2</sup>, уступает по своему размеру лишь Евразии. При этом ее территория в полтора раза меньше Азии и втрое больше Европы. По конфигурации континент очень монолитен, имеет слабо изрезанную береговую линию длиной 30,5 тыс. км, поэтому ее удельная длина (1 км/тыс. км<sup>2</sup>) вдвое меньше средней для всей суши. Средняя высота материка 650 м, тоже средняя по сравнению с Европой и Азией. Но в отличие от Европы и Азии африканские горные системы Атласа и Абиссинского нагорья, горы Митумба и Драконовы горы сравнительно невысоки, с преобладающими высотами менее 3000 м, хотя отдельные вулканы в 1,5—2 раза выше: Килиманджаро (5895 м), Кения (5199 м), Камерун (4070 м) и др. Горные системы слабо препятствуют проникновению и транзиту воздушных масс над континентом. К этой части света относят крупный гористый остров Мадагаскар (0,59 млн км<sup>2</sup>) с пиком Буби (2666 м).

Отличает Африку от других материков ее экваториальное положение. Экватор делит материк на две неравные части — северная примерно вдвое больше южной. Из-за большого количества приходящей на поверхность солнечной энергии средняя годовая температура воздуха на этом континенте наибольшая, превышает 20 °С. Примерно треть территории Африки состоит из областей внутреннего стока. Крупнейшая из них включает самую обширную в мире пустыню Сахару с бассейном оз. Чад и имеет площадь около 7 млн км<sup>2</sup>. Полупустыня Калахари с бассейном р. Окованго и солеными болотами Макарикари занимает около 1 млн км<sup>2</sup>, бассейн бессточного оз. Рудольф, которое теперь называют Туркана, имеет площадь более 0,15 млн км<sup>2</sup>.

В зимнее время приток влаги на территорию северной части Африки обусловлен восточным отрогом Азорского антициклона, по восточной периферии которого с Евразии поступают относительно сухие и холодные воздушные массы. Гораздо более мощный поток влаги приходит с Атлантического и Индийского океанов на западный и восточный склоны южной части африканского континента. Летом в северную его часть смещается термический экватор и из-за сильного нагрева земной поверхности область высокого давления сменяется областью низкого давления. Вследствие этого почти над всей Африкой к югу от Северного тропика формируется теплая и насыщенная

водяным паром воздушная масса атлантической и индийской ветвей африканского муссона из доминирующих над южной частью Африки в течение всего года влажных океанических воздушных масс. Поэтому среднегодовое влагосодержание над этим континентом достигает 29 мм (на 38 % выше, чем над Азией, и почти вдвое, чем над Европой). Даже над Сахарой оно составляет 19 мм (как в умеренных и субтропических широтах Европы), в бассейне бессточного оз. Эяси к юго-востоку от котловины оз. Виктория достигает 37 мм, а в котловине бассейна Конго 45 мм.

Общий поток влаги, который приходит на Африку, достигает в среднем за многолетний период 24,6 тыс. км<sup>3</sup>/год (табл. 6.1). Поэтому Африка — самый потенциально водообеспеченный материк среди континентов Земли (приходная составляющая африканского гидрологического цикла на 23 % выше этой составляющей в азиатском цикле, хотя территория Азии в 1,5 раза больше).

Около 40 % океанической влаги проходит над африканской территорией транзитом, а остальная выпадает в виде адвективных осадков. Вследствие большой величины радиационного баланса (его среднегодовое значение 65—100 Вт/м<sup>2</sup>) испарение воды составит в среднем 16 тыс. км<sup>3</sup>/год. Более половины образующегося водяного пара пополняет поток транзитной влаги, из-за чего атмосферной сток достигает 18,7 тыс. км<sup>3</sup>. Эта величина — самая большая среди континентов Земли. Поэтому можно считать, что африканский гидрологический цикл отличается наиболее интенсивным атмосферным влагообменом (несмотря на наибольшую,

Таблица 6.1

**Структура гидрологического цикла Африки, тыс. км<sup>3</sup>/год**

Составляющие влагооборота	На континенте	На континенте с островами
Адвекция влаги с воздушными массами	24,60	—
Транзит влаги с воздушными массами	9,50	—
Адвективные атмосферные осадки	15,08	—
Испарение, включая потери стока в гидросети	15,50	16,04
Вклад местного испарения в транзит влаги	9,20	—
Атмосферный сток	18,70	—
Вклад испарения в осадки	6,30	—
Суммарные осадки	21,40	22,35
Сформированный речной сток	4,185	4,57
Речной сток в Мировой океан	3,725	4,11
Подземный сток в Мировой океан	0,24	—

по сравнению с другими материками, невязку внешнего водообмена в 8,8 % приходной его составляющей).

Осадки, формирующиеся из местной влаги, увеличивают среднее за многолетний период количество осадков на 30 %, как и в Европе. Но увеличение осадков в то же время вдвое меньше, чем в Азии, где оно составляет 62 %. Следовательно, внутренний влагооборот в африканском гидрологическом цикле менее интенсивен по сравнению с азиатским. Вследствие этого и величина речного стока в нем сравнительно мала — в океаны стекает в 3,5 раза, а в бессточные области — в 2,5 раза меньшее количество воды, чем с территории Азии.

Итак, особенности влагооборота Африки обусловлены, во-первых, ее экваториальным местоположением в окружении больших пространств сильно прогретых океанических водных масс — источника мощного притока атмосферной влаги, во-вторых, орографическими особенностями ее преимущественно плоского рельефа, относительно слабо влияющего на транзит этой влаги над материком, где влагонасыщенная тропосфера имеет наибольшую толщину. Поэтому атмосферный сток влаги с него почти впятеро больше суммарного (поверхностного и подземного) стока воды. Это объясняется тем, что большее количество выпадающих атмосферных осадков превращается в водяной пар, более половины которого вместе с транзитным потоком атмосферной влаги формируют африканский муссон, обильно орошающий гористую территорию Азии.

Несмотря на большое количество влаги в атмосфере над Африкой, для нее характерны обширные пустынные территории — континентальные (Сахара, Калахари) и прибрежные (Намиб, Акшар, полуостров Сомали). Условия образования этих двух типов пустынь с крайне редким выпадением осадков различны. В Сахаре малое количество осадков связано с тем, что зимой в антициклоне преобладают нисходящие потоки воздуха, что препятствует конденсации атмосферной влаги. В прибрежных же пустынях ее отсутствие вызвано холодными течениями (Бенгельским, Канарским и Сомалийским), которые понижают температуру воздуха в приземном и приземном слоях, создавая их устойчивую плотностную стратификацию, также препятствующую конденсации влаги. Пустыня Намиб — одно из самых засушливых мест не только в Африке, но и во всем мире.

## **6.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих**

Структура осредненного за многолетний период водного баланса территории Африки с островом Мадагаскар включает, мм/год:

осадки .....	742 (800)
испарение .....	533 (485)
сток .....	151 (315)

что соответствует среднему модулю стока 4,8 л/(с · км<sup>2</sup>) при коэффициенте стока 0,20 (0,40). Для сравнения в скобках приведены средние величины составляющих водного баланса всей суши. Главное отличие удельных значений характеристик африканского водного баланса от среднемировых состоит во вдвое меньшем среднем слое стока вследствие ослабленного внутриконтинентального круговорота воды на фоне интенсивнейшего атмосферного влагообмена.

**Атмосферные осадки.** Для Африки характерна почти столь же большая, как в Азии, пространственная изменчивость среднего за многолетний период слоя осадков: от 9950 мм/год на метеостанции Джебунда на западном склоне горы Камерун до 1—2 мм/год в Ливийской пустыне. В других пустынях и глубоко врезуемых долинах Эфиопского нагорья слой осадков варьирует от 10—50 до 100 мм/год на сахарских нагорьях Ахагар и Тибести высотой более 3000 м, а в полупустынях — до 400 мм/год. Между параллелями 15 и 10° с. ш. и 20 и 12° ю. ш. средний годовой слой осадков нарастает втрое (до 1200 мм/год), а в центре бассейна р. Конго достигает более 2000 мм/год. На фоне этого субширотного распределения величины годового слоя осадков, мм/год, выделяются области их орографически обусловленного повышения:

- на либерийском побережье у подножия горного массива Фута-Джаллон — до 5200 (см. рис. 3.1);
- на северо-восточном побережье Гвинейского залива — до 4000;
- на юго-восточном склоне мадагаскарских гор — до 3200;
- на западных склонах Эфиопского нагорья — до 2000;
- на восточном склоне Драконовых гор — до 1600;
- на северо-западных склонах Атласских гор — до 1200. На противоположном склоне этих хребтов слой осадков снижается до 400 мм/год и менее.

В Африке выделяют следующие типы внутригодового распределения осадков:

I — субтропический с очень сухим летом и дождливой зимой, характерен для северной (к северу от 30° с. ш.) и южной (к югу от 30° ю. ш.) окраин материка;

II — сахарский (наблюдается не только в Сахаре, но и в пустыне Намиб) с крайне редко выпадающими дождями, 1 раз в несколько лет. Длительность осадков в этих случаях бывает от нескольких часов до 8 сут в любой сезон года. Тем не менее на сахарских нагорьях в такие многоводные годы образуются селевые и водные потоки, обладающие достаточной энергией для формирования речных русел, сухих в остальные годы (их называют *вади*);

III — тропический, характерный для субэкваториальной зоны между 20 и 10° с. ш., а также между 5 и 30° ю. ш.), где макси-

мум осадков приходится на летний сезон, а в сухой зимний сезон они практически отсутствуют. В этих районах, как и в Сахаре, бывают и многоводные и засушливые годы, т. е. значительны межгодовые колебания осадков;

IV — экваториальный, охватывающий северное побережье Гвинейского залива, бассейны р. Конго, озер Киву, Виктория, Кьога, р. Джуба и полуостров Сомали. Характеризуется слабо выраженными максимумами в переходные сезоны (весенний и осенний) при чрезвычайно сильной внутрисуточной неравномерности выпадения осадков. Почти ежедневно очень интенсивный ливень начинается во второй половине дня, через 20 мин его интенсивность начинает убывать, и перед заходом солнца дождь прерывается.

На некоторых горных вершинах Африки выпадает снег, образуя небольшие площади снежного покрова в Атласских горах, на вулкане Камерун, а на вулканах Килиманджаро, Кения и Рувензори суммарная площадь многолетних льдов равна 22 км<sup>2</sup>, водные ресурсы которых оценены в 0,4 км<sup>3</sup> [18].

**Испарение.** В центре бассейна р. Конго находится область, где испарение превышает 1250 мм/год, а по его периферии оно снижается до 1000 мм/год. Такая же величина испарения на юго-западном склоне массива Фута-Джаллон (см. рис. 3.3). Внутри этих экваториальных районов имеются большие пространства заболоченных экваториальных лесов. Там вследствие адвекции теплого воздуха из тропических широт и интенсивной транспирации слой суммарного испарения возрастает до 2500 мм/год и превышает величину испаряемости (это одна из наиболее энергоактивных зон суши).

К северу, югу и востоку от этой зоны слой испарения уменьшается вслед за уменьшением слоя осадков и достигает минимальных величин в самых засушливых пустынных районах Африки.

Для субтропических областей характерно максимальное испарение в весеннее время, после влажного сезона, когда в почве имеется наибольший запас влаги, а хорошо выраженный минимум испарения наступает в засушливый летний сезон. В субэкваториальной зоне испарение максимально в летний дождливый сезон (см. рис. 3.3), а в остальное время года оно практически равно нулю, так как вся выпавшая влага успевает испариться к концу лета. Для экваториальной зоны характерно практически равномерное внутригодовое распределение испарения. Причем чем больше годовая величина испарения, тем более равномерно распределена его интенсивность в течение года. Связано это с тем, что в Африке фактором, ограничивающим испарение, служит не радиационный баланс, а только увлажненность территории. Это отчетливо видно на примере Южной Африки. Там испарение возрастает от пустынного западного побережья к восточному (от ме-

нее 100 до более 1000 мм/год), а на юге Мадагаскара — от менее 400 до более 1000 мм/год.

**Речной сток.** Максимальный слой стока в Африке (3000—4000 мм/год) наблюдается в ее самых дождливых районах на побережье Гвинейского залива (см. рис. 3.5), где велико значение коэффициента стока —  $\eta > 0,6—0,7$  (см. рис. 3.4). К северу и к востоку слой стока уменьшается. На восточной окраине котловины бассейна р. Конго он составляет около 1000 мм/год, а к ее периферии уменьшается до 200 мм/год. В субэкваториальных зонах слой годового стока быстро уменьшается до 20—50 мм/год, а  $\eta$  — до 0,05 (на границе с полупустынными областями и пустынями). Лишь на наветренных склонах гор Атласа, Эфиопского нагорья и Драконовых гор сток увеличивается до 300—500 мм/год при  $\eta > 0,2—0,3$ . В Сахаре и пустыне Намиб средний многолетний слой стока менее 1 мм/год. Около полусотни стекающих с Атласских гор временных водотоков образуют *вади* протяженностью до 80 км, в низовьях которых в дождливый сезон поверхностные воды переходят в подрусловые, истощающиеся вследствие испарения воды. Вади северной Сахары нередко заканчиваются в бессточных засоленных низинах, где заболоченные соленые озера (*шотты* — крупнейшие из них Шотт-Мельгир и Шотт-Джерид), высыхая, превращаются в солончаки (*тумуды*), покрытые слоем рыхлой соли или трещиноватой коркой ила.

В засушливых областях коэффициент вариации годового стока очень высок и составляет 150 % и более, а в районах с большим увлажнением, например в бассейне Конго, межгодовые колебания стока малы и *Cv* уменьшается до 10 %. Колебания годового стока рек водосбора Атлантического океана и водосбора Индийского океана в целом асинхронны. Поэтому коэффициент вариации стока с Африки (*Cv* = 0,04) наименьший среди континентов Земли.

**Водообеспеченность территории.** В Африке в целом она очень мала, поскольку характеризуется дефицитом динамических водных ресурсов, равным в среднем –1150 мм/год, почти втрое меньшей величиной, чем на территории Азии. Кроме того, распределение показателя водообеспеченности в Африке крайне неблагоприятно для растениеводства — зона с умеренной водообеспеченностью  $\pm 200$  мм/год практически отсутствует. Дождливые экваториальные области имеют избыток водных ресурсов от 500 до 1500 мм/год на Мадагаскаре и до 3000 мм/год на материке (Либерийское побережье). Остальная территория Африки, за исключением верховий рек в бассейнах Конго и Нила, испытывает острый дефицит водных ресурсов: от –500 мм/год до –1500 мм/год в низовьях р. Оранжевой, на полуострове Сомали, в горах Атласа и к востоку от них на побережье Средиземного моря и даже до –2500 мм/год в Восточной Сахаре (район водохранилища Насер) и в Западной Сахаре.

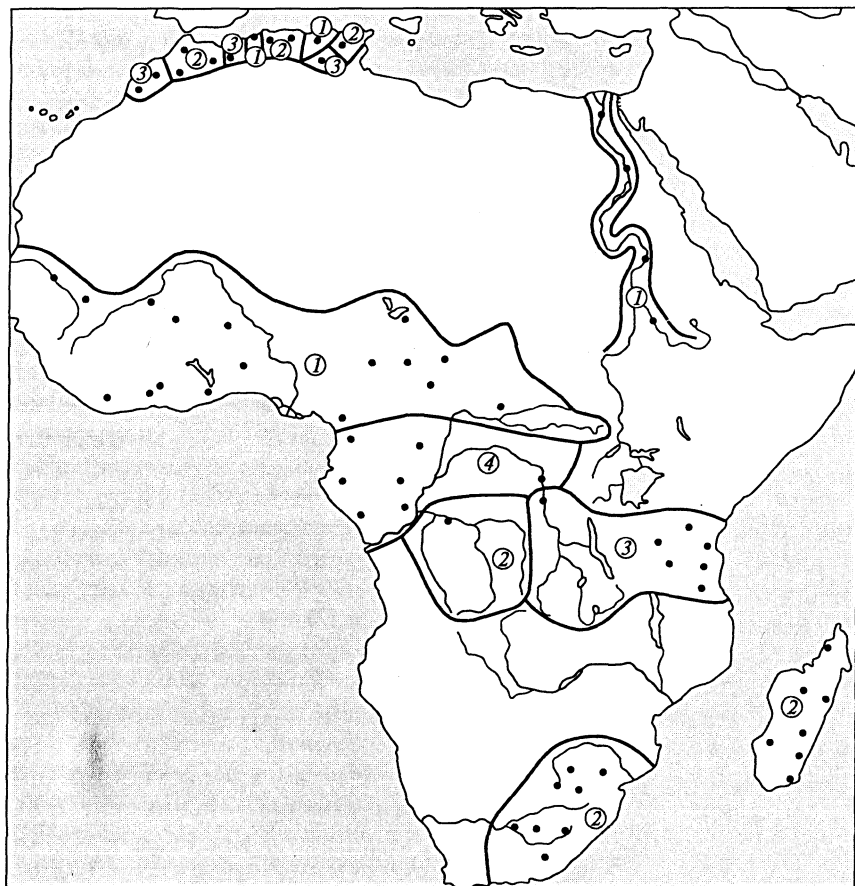
### 6.3. Региональные особенности речного стока

В пределах Африки выделено 4 гидрологических района с различным внутригодовым распределением речного стока (рис. 6.1). При этом значительные территории в Северной, Восточной и Юго-Западной Африке остались вне этих районов, хотя на карте № 28 «Внутригодовое распределение стока» в Атласе МВБ в их пределах показано еще более 30 гистограмм, соответствующих створам на реках со специфическими особенностями водного режима. К ним, в первую очередь, относятся Белый Нил, сток которого зарегулирован озерами Виктория, Кьёга, Альберт, а также болотами области Сэдд, и Замбези, сток которой регулируется водохранилищами Кариба и Кабора-Басса. Кроме того, не использованы створы на часто пересыхающих реках полупустынных и пустынных районов, в которых имеющиеся гидрографы рек недостаточно репрезентативны из-за сильной изменчивости внутри- и межгодового распределения речного стока.

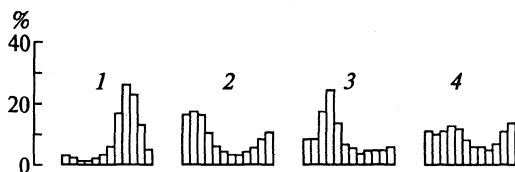
1. Западноафриканский район (водосборы рек Сенегала, Нигера, Шари, Убанги (правого притока Конго), Вольты и других рек северного побережья Гвинейского залива), где низкая межень длится первое полугодие, а в многоводное второе полугодие максимум стока бывает обычно в сентябре—октябре. Отнесенные к этому району низовья Голубого Нила и Нила ниже этого его притока в настоящее время представляют собой участки речной сети, преобразованные в нижний бьеф каскада ирригационно-энергетических гидроузлов Судана и Асуанского гидроузла с одним из крупнейших в мире водохранилищем Насер. Режим стока здесь определяется лишь водохозяйственными потребностями. По классификации М. И. Львовича, водный режим рек этого района относится к типу RAy и отличается малой естественной зарегулированностью (среднее значение  $\varphi = 0,23$ ). Мутность рек в этом гидрологическом районе изменчива не только во времени, в зависимости от водности фазы гидрологического режима, но и в пространстве. В районе чередуются участки территории с малой плотностью населения и девственными экваториальными лесами с плотно заселенными участками, где на месте сплошь сведенных лесов ежегодная пахота привела к сильнейшему росту эрозии, овражной сети и образованию «дурных земель». Поэтому модуль стока наносов здесь варьирует [8], по косвенным оценкам (из-за отсутствия гидрометрических данных), в очень широком диапазоне от 5 до 500 т/(км<sup>2</sup>·год) на западных склонах массива Фута-Джаллон.

2. Южноафриканский район, включающий бассейны рек Касаи (левого притока Конго), Лимпопо, Оранжевой и юго-восточного склона Драконовых гор на материке и остров Мадагаскар, где половодье длится с декабря по апрель с максимумом в январе





*a*



*b*

Рис. 6.1. Районирование Африки по внутригодовому распределению стока рек (В. А. Жук, К. Ф. Ретеюм, Л. П. Чуткина, 1983):

*a* — сеть учтенных 73 пунктов наблюдений (показаны точками) и границы районов; *b* — осредненные гидрографы в пределах районов (1—4).  
 Месячные доли стока (% годовой его величины) показаны столбиками с января по декабрь

или феврале, реже в марте. Зимняя межень — с июня по сентябрь, что соответствует типу речного режима *Reu*. Естественная зарегулированность в среднем для рек этого района умеренная ( $\varphi = 0,33$ ). Модуль стока наносов несколько выше, чем в районе 1, хотя столь же изменчив от одного водосбора к другому — от 50 до 500 т/(км<sup>2</sup>·год) и более на горных степных склонах, освоенных под земледелие и пастбища, на которых нередок перевыпас скота. В бассейне Оранжевой, где имеются наблюдения за стоком наносов за несколько десятков лет, средний многолетний модуль составляет 890 т/(км<sup>2</sup>·год) на главной реке и до 1000—2000 т/(км<sup>2</sup>·год) на малых ее притоках [8]. Резкое увеличение расхода наносов происходило в первые годы хозяйственного освоения территории колонистами. По мере развития регулирования стока водохранилищами произошло сокращение мутности *PBM*.

3. Восточноафриканский район охватывает верховья бассейна Конго-Луалабы, водосборы озер Танганьика, Руква, Эяси и р. Руфиджи — главной реки Танзании. В нем максимальная водность рек наблюдается осенью (в марте—мае), а межень — с июня по декабрь (тип водного режима *RAy*, как и в районе 1, но расположенном в Северном полушарии). Зарегулированность здесь речного стока в среднем такая же, как в районе 2 ( $\varphi = 0,33$ ). Вариация мутности рек столь же большая и пестрая, как и в районе 2, но в основном от 20 до 200 т/(км<sup>2</sup>·год), а на массивах пропашных зерновых культур (кукуруза, пшеница) на плато Центральной Танзании модуль эрозии достигает 1500 т/(км<sup>2</sup>·год) [8].

В горах Атласа вследствие большой пространственной изменчивости условий формирования речного стока реки имеют различный тип его внутригодового распределения, присущий рекам рассмотренных выше трех гидрологических районов (см. рис. 6.1). Наиболее многоводны реки северного и северо-западного склонов, а водоносность рек, стекающих к Сахаре, в среднем в 100 раз меньше. Вниз по течению они постепенно превращаются во временные водотоки. Этому способствует не только испарение, но и распространенный здесь карст. На отдельных участках речки текут под землей, превращаясь в предгорьях в источники с дебитом до 1—1,5 м<sup>3</sup>/с.

4. Центральноафриканский район занимает плоскую аллювиальную поверхность котловины древнего оз. Бусир, существовавшего до позднего плейстоцена. Она заполнена отложениями р. Конго и ее притоков. К этому району отнесены также расположенные между ней и восточным побережьем Гвинейского залива водосборы впадающих в него рек. Реки района отличаются наиболее равномерным стоком в течение года с длительным, в среднем 8-месячным многоводным летне-осенним периодом без четко выраженного максимума стока и с пониженным стоком в июле—октябре (*Ray*). Из-за наличия озер и обширных болот под пологом

густых экваториальных лесов в центре бассейна Конго интенсивность склоновой и русловой эрозии не превышает  $10 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ . Поэтому на периферийных склонах этого бассейна мутные РВМ в верхних звеньях речной сети в центральной его части осветляются по мере седиментации взвешенных веществ. Поскольку в питании этих рек главную роль играют дождевые воды местного происхождения, минерализация РВМ очень мала. Так, судя по значениям удельной электропроводности воды ( $3-4 \text{ мкСм}/\text{см}$ )\* в некоторых речках области Шаба (бывшая Катанга) на юго-восточной окраине бассейна Конго в горах Митумба, минерализация воды вдвое меньше, чем в атмосферных осадках чисто океанического происхождения. Это — свидетельство интенсивного внутрирегионального (в котловине Конго) влагооборота, не только обуславливающего промывку и обессоливание почв и грунтов в зоне их аэрации, но и дистилляцию участвующей в этом круговороте атмосферной и речной воды.

Вследствие очень короткого зимне-весеннего периода пониженной водности в Центральноафриканском гидрологическом районе коэффициент  $\varphi = 0,28$  указывает на якобы малую естественную зарегулированность речного стока, меньшую, например, чем в Восточноафриканском районе. В то же время максимальный месячный сток в апреле в районе 4 всего втрое превышает минимальный в сентябре, тогда как в районе 3 различие экстремальных месячных величин стока в те же месяцы 8-кратное, т.е. внутригодовое распределение стока там гораздо неравномернее. Таким образом, коэффициент естественной зарегулированности стока (применяемый для характеристики стока российских рек, где межень продолжительнее половодья) недостаточно информативен для суждения о внутригодовой изменчивости стока экваториальных рек.

#### 6.4. Водные ресурсы и их антропогенное преобразование

**Водные ресурсы озер.** Они составляют около 30 тыс. км<sup>3</sup>. Их большая часть сосредоточена в оз. Танганьика (17,8 тыс. км<sup>3</sup>). Его глубина достигает в южной впадине 1470 м и 1310 м в северной (второе по глубине озеро мира, после Байкала). В Танганьике температура воды у поверхности колеблется от 30 до 23 °С (в годы с наибольшими похолоданиями). В такие годы в этом глубочайшем из олигомиктических озер прямая стратификация со слоем скачка на глубине 80 м сменяется полным конвективным перемешиванием ОВМ до дна, где температура около 23,3—23,5 °С. В озере обитает много видов организмов-эндемиков. Танганьика стала сточ-

---

\* The Ecology and Utilization of African inland Waters. — Nairobi: UNEP, 1981.

ным озером в 1878 г., когда верховья р. Лукуга эрозией прорезали водораздел бассейнов этого озера и р. Конго, включив таким образом озерный бассейн Танганьики и Киву площадью более 250 тыс. км<sup>2</sup> в состав водосбора р. Конго. Сток из Танганьики сезонный, только в многоводный период года при повышенном уровне воды в водоеме.

Второе по запасу воды вдвое менее глубокое (до 706 м) оз. Ньяса имеет объем 8,4 тыс. км<sup>3</sup>. Вода из него стекает по р. Шире, короткому притоку р. Замбези.

Объем воды в оз. Виктория 2,75 тыс. км<sup>3</sup>. Оно — самое большое среди Великих африканских озер — 68,8 тыс. км<sup>2</sup>, вдвое больше акватории Танганьики, но глубина в нем существенно меньше (до 84 м). В 1954 г. оно зарегулировано гидроузлом Оуэн-Фолс энергетического назначения, плотина которого подняла уровень воды в озере на 5 м, превратив его в водохранилище с наибольшим в мире полезным объемом 205 км<sup>3</sup>.

К числу пресных Великих африканских озер относят глубокое (496 м), но небольшое по площади (570 км<sup>2</sup>) меромиктическое оз. Киву, сток из которого по р. Рузизи поступает в оз. Танганьика. Пресные озера Эдуард и Альберт (его называют и Мобуту-Сесе-Секо), которые имеют объем 78 и 64 км<sup>3</sup> соответственно, входят, наряду с Викторией и Кьога, в систему озер, дренируемых Белым Нилом.

Наибольшее среди бессточных озер в Африке соленое оз. Туркана (ранее называлось Рудольф) имеет объем 204 км<sup>3</sup> и площадь 6,75 тыс. км<sup>2</sup> (Data Book of World Lake Environments, 1993).

В среднем вдвое большую акваторию имеет тоже бессточное, но пресное и очень мелководное оз. Чад, треть бассейна которого находится в Сахаре к югу от нагорий Тибести и Ахагар, а остальная часть занята практически полностью водосбором р. Шари, расположенном в Сахеле и на севере зоны экваториальных лесов. По данным многолетних гидрометрических наблюдений (1933—1996 гг.), размах колебаний среднегодового уровня в этом озере составляет около 3 м. При этом площадь изменяется от 9 до 22,5 тыс. км<sup>2</sup>, из которых 5 тыс. км<sup>2</sup> занята островами, а 30 % акватории — зарослями камыша. Сильно изрезанная береговая линия осложнена крупной дельтой р. Шари и дельтами нескольких менее крупных притоков, ложе заиливается речными наносами, часть побережья заболочена. При среднем уровне воды в озере площадь его акватории 15 тыс. км<sup>2</sup>, объем воды менее 40 км<sup>3</sup> со значением коэффициента водообмена около 1 год<sup>-1</sup>. В годы с особенно высоким уровнем некоторая часть ОВМ стекает на северо-восток в бессточную впадину Боделе, чем объясняют замедленную осолонения озера. Отмечается достаточно хорошо выраженный отрицательный линейный тренд уровня, на фоне которого максимумы в конце 30-х и начале 60-х годов XX в. сменялись пе-

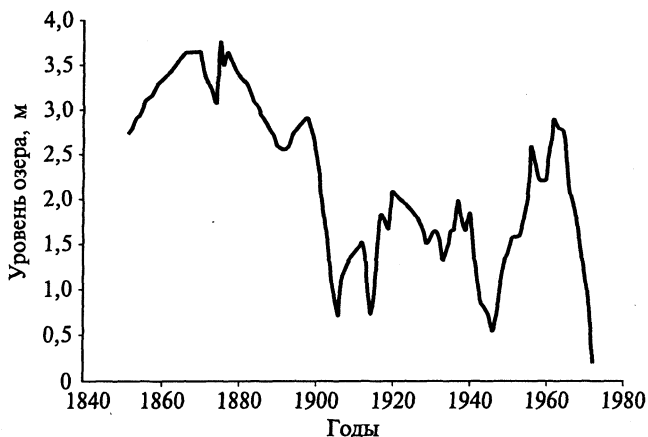


Рис. 6.2. Колебания среднегодового уровня в оз. Чад

риодами падения уровня (рис. 6.2). Они сопровождались разобшением северной и южной впадин озерной котловины, подобно современному состоянию Аральского моря.

**Водные ресурсы рек.** Статические речные водные ресурсы составляют порядка  $200 \text{ км}^3$  (средний единовременный объем воды) в речной сети Африки. Динамические водные ресурсы оцениваются величиной формирующегося на материке и Мадагаскаре речного стока, равной  $4,27 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$  (см. табл. 6.1). Из сопоставления этих цифр получаем среднее время пребывания воды в речной сети, равное 17 сут. Примерно таков же средний период водообмена и азиатских рек (15 сут), а в европейских реках он равен в среднем 10 сут. Это 1,5-кратное снижение интенсивности водообмена в речных системах Азии и Африки (по сравнению с Европой) вызвано тем, что основной объем стока в них формируется в очень крупных гидрографических системах с большими водосборами значительно более длинных рек. Базисный сток всех рек Африки составляет приблизительно 35 %, т. е.  $1,6 \text{ тыс. км}^3/\text{год}$ . Его доля значительна (как и в Европе) из-за естественной и гидротехнической зарегулированности крупнейших речных систем.

Почти половину ежегодного объема воды с материка в Мировой океан выносят 12 самых больших, но сильно различающихся по водоносности речных систем, разделенных на четыре группы:

- I — со стоком более  $1000 \text{ км}^3/\text{год}$ : Конго (Заир) (1460);
- II — со стоком  $150—300 \text{ км}^3/\text{год}$ : Нигер (320), Нил (Эль-Бахр) (202), Замбези (153);
- III — со стоком  $30—50 \text{ км}^3/\text{год}$ : Сенегал (48), Вольта (46), Руфиджи (31), Оранжевая (27);
- IV — со стоком  $10—25 \text{ км}^3/\text{год}$ : Джуба (26), Лимпопо (26), Камозэ (13), Сасандра (13).

Самая водоносная африканская река — Конго. Ее средний сток  $1460 \text{ км}^3/\text{год}$ , т. е. она в 1,5 раза многоводнее р. Янцзы. В верхнем течении (до водопадов Стенли) ее называют Луалабой. Она берет начало в горах Митумба. Ниже устья притока Лукуги на Луалабе находятся Адские ворота, где порожистое на протяжении 120 км русло сужается до 90—120 м. Ниже порогов р. Конго (или Заир) медленно течет в широком русле с низкими заболоченными берегами через влажные экваториальные леса. В нижнем течении река прорезает Южно-Гвинейскую возвышенность, образуя каскад водопадов Ливингстона. В многоводный период река в среднем течении и ее притоки: р. Касаи (Ква), р. Убанги и др. — сильно разливаются, затапливая окрестные заболоченные леса, наполняя водой котловины озер Май-Ндомбе (Леопольда-II) площадью от 2,3 до 8,2 тыс.  $\text{км}^2$  и глубиной 2—7 м, Тумба и других, играющих роль регуляторов стока Конго. Затраты воды на испарение составляют не менее  $46 \text{ км}^3/\text{год}$ , так что к устью водоносность реки снижается до  $1200 \text{ км}^3/\text{год}$  (J. D. Milliman et al., 1995). Речная водная масса здесь отличается как малой мутностью ( $50 \text{ г}/\text{м}^3$ ), так и очень низкой минерализацией ( $30 \text{ мг}/\text{л}$ ).

Водоносность р. Нигер в 4,5 раза меньше, чем р. Конго. Эта вторая по водным ресурсам африканская река имеет два очага формирования стока — в верховьях северо-восточные склоны массива Фута-Джаллон, а в низовьях — водосбор самого крупного своего притока р. Бенуэ. Эти очаги расположены во влажной саванне, где слой осадков достигает  $2000 \text{ мм}/\text{год}$ , а слой стока  $800—1000 \text{ мм}/\text{год}$ . Очаги разделены обширной областью потерь стока, где слой осадков снижается до  $100 \text{ мм}/\text{год}$ , а притоки отсутствуют (см. рис. 3.1). В этой области, называемой иногда *внутренней дельтой* Нигера, его русло дробится на протоки, вода из которых разливается по плоской аллювиальной равнине, образуя многочисленные озера и болота на площади около 80 тыс.  $\text{км}^2$  (4 % территории бассейна). Здесь испаряется более  $52 \text{ км}^3/\text{год}$  воды (14 % среднегодового объема стока). Нигер имеет крупную многорукавную дельту в Гвинейском заливе, куда выносит около  $200 \text{ км}^3/\text{год}$  речной водной массы, вдвое более минерализованной ( $70 \text{ мг}/\text{л}$ ) и вчетверо более мутной ( $200 \text{ г}/\text{м}^3$ ), чем трансформированная в экваториальных лесах РВМ Конго.

Водные ресурсы р. Нил ( $202 \text{ км}^3/\text{год}$ ) практически такой же величины, что и Дуная, хотя Нил вдвое длиннее —  $6670 \text{ км}$ . Его считают одной из длиннейших рек мира, принимая за исток верховья р. Руракары в Руанде к востоку от оз. Киву, а затем р. Кагеры (Г. Херст, 1954), впадающей в оз. Виктория. В нижнем бьефе гидроузла Оуэн-Фолс река носит название Виктория-Нил. Она дренирует крупную заболоченную территорию в районе оз. Кьога, через западный плес которого протекает. Это озеро площадью до  $6,3 \text{ тыс. км}^2$  — мелководно, заросло макрофитами, периоди-

чески частично испаряясь, в восточных плесах превращается в болота. Между озерами Кьюга и Альберт на реке имеется водопад Марчисон. Ниже она протекает через северную оконечность оз. Альберт и, потеряв на испарение с озер своего водосбора 85 % водного стока (в среднем  $64 \text{ км}^3/\text{год}$ ), попадает на территорию Судана, где называется Белым Нилом (Бахр-эль-Джебел), в обширную область Сэдд. Эта область знаменита тем, что в многоводные периоды представляет собой озеро с глубиной в речном русле до 10 м, превращающееся в маловодье в болото, сплошь заросшее папирусом высотой до 3 м. Здесь водоносность реки уменьшается вдвое, в основном вследствие транспирации макрофитов. За пределами области Сэдд, ниже устья р. Собат, водность Белого Нила (здесь его зовут Бахр-эль-Абьяд) снова начинает увеличиваться. Еще более она возрастает ниже впадения р. Голубой Нил, вытекающей из оз. Тана в центре Абиссинского нагорья, и устья р. Атбара, также стекающей с этого нагорья. Здесь сток Нила возрастает в среднем до  $88 \text{ км}^3/\text{год}$ , а к вершине своей большой дельты, пересекая Сахару, снижается до  $73 \text{ км}^3/\text{год}$ . Зарегулированный теперь водохранилищем Насер сток нильской воды в дельту оценивается в  $91 \text{ км}^3/\text{год}$  (J. D. Milliman, C. Rutkowski, M. Meybeck, 1995).

Водные ресурсы крупнейшей реки Южной Африки — Замбези ( $153 \text{ км}^3/\text{год}$ ) на 25 % меньше, чем Нила. Но из-за меньших потерь стока на испарение с болот в верховьях бассейна и с акватории оз. Ньяса водоносность Замбези в вершине ее дельты ( $106 \text{ км}^3/\text{год}$ ) больше, чем в дельте Нила. На протяженном нижнем участке течения Замбези — от гидроузла, замыкающего каскад водохранилищ Кариба и Кабора-Басса, до дельты в Мозамбикском проливе — водохранилищная ОВМ трансформируется в РВМ, мутность которой  $200 \text{ г}/\text{м}^3$ , а минерализация  $140 \text{ мг}/\text{л}$ . Выше водохранилища Кариба на р. Замбези находится знаменитый водопад Виктория высотой 120 м и шириной 1800 м. После него вода устремляется в ущелье длиной 100 км. В своем среднем течении р. Замбези в особенно многоводные периоды пополняется водами из заболоченных верховьев и низовьев бассейна р. Окованго.

Замыкает перечень крупнейших африканских речных систем реки Комоз и Сасандра. Они имеют сходные размеры водосборов ( $75\text{—}76 \text{ тыс. км}^2$ ) в Кот-д'Ивуаре, размеры водных ресурсов и одинаковое значение среднегодовой минерализации РВМ ( $52 \text{ мг}/\text{л}$ ), свойственное гидрохимической зоне тропических рек.

Динамические водные ресурсы других более обширных речных систем, но не имеющих очагов формирования стока в избыточно увлажненных природных зонах Африки, существенно меньше, особенно в приустьевых створах, что объясняется большими потерями воды на физическое испарение, транспирацию и фильтрацию, и наиболее значительны на массивах орошаемых земель:

в р. Сенегал сток снижается вдвое (до  $23 \text{ км}^3/\text{год}$ );

в р. Джуба — на треть (до  $17 \text{ км}^3/\text{год}$ ) вследствие периодического пересыхания притока Веби-Шебель, часть стока которого из-за прибрежного карста питает субмаринные источники;

в р. Оранжевая — в 2,5 раза (до  $11 \text{ км}^3/\text{год}$ ) при средней мутности более  $1,5 \text{ кг}/\text{м}^3$  и минерализации воды  $120 \text{ мг}/\text{л}$ ;

в р. Лимпопо (ее водоносность несколько меньше, чем р. Дон) — впятеро (до  $5,3 \text{ км}^3/\text{год}$ ). Мутность воды в реке более  $6,2 \text{ кг}/\text{м}^3$ , а ее средняя годовая минерализация  $245 \text{ мг}/\text{л}$  (J. D. Milliman et al., 1995).

К африканским рекам с наиболее мутными водами относятся Оранжевая, Замбези, Нигер и Нил. А самая многоводная река Конго, имеющая, наоборот, малую мутность, выносит в океан наносов всего 50 млн т/год, втрое меньше, чем р. Оранжевая, водоносность которой меньше в 100 раз. На снижение стока наносов очень большое влияние оказывают многие водохранилища в речной системе р. Оранжевая. Такую же роль играют и более крупные водохранилища — Насер на Ниле, Каинджи на Нигере, каскад водохранилищ на Замбези, аккумулирующий до 60 % стока ее наносов [8].

**Водные ресурсы водохранилищ.** К концу XX в. число больших водохранилищ (объемом более  $0,1 \text{ км}^3$ ) в Африке достигло 176, а суммарный запас воды в них при НПУ превысил  $1000 \text{ км}^3$  (А. Б. Авакян, В. Б. Яковлева, 1999). Средний объем речной сети на этом континенте увеличен в 6 раз, что сильно замедлило водообмен во многих речных системах. Наибольшее количество малых и средних водохранилищ построено в ЮАР и Северной Африке — в Марокко, Алжире, Тунисе. Имеются такие водохранилища в Заире и Замбии. В многочисленных водохранилищах, расположенных в основном на северной и южной периферии континента, накоплено не более трети техногенных водных ресурсов, а остальные сосредоточены в четырех крупнейших в мире водохранилищах, расположенных в речных бассейнах с очагом формирования стока в экваториальной Африке.

Наибольшее по объему озерное водохранилище — Виктория с гидроузлом Оуэн-Фолс (плотина имеет высоту 27 м), сооруженным на Виктории-Ниле. Водоохранилище Кариба (объем  $160 \text{ км}^3$ ) на р. Замбези расположено ниже водопада Виктория. Оно имеет длину 290 км и ширину до 32 км. У противоположных берегов гидроузла построены приплотинные ГЭС (одна в Замбии, другая в Зимбабве). В его нижнем бьефе расположено водохранилище Кабора-Басса (объем  $63 \text{ км}^3$ ). После затопления долины Замбези более четверти акватории Карибы покрылось плотным ковром водных растений, состоящим преимущественно из эйхорнии (водного гиацинта), который осложнил судоходство. В результате внутриводоемных микробиологических процессов, разрушающих ав-



тохтонное органическое вещество, экосистема этого водохранилища постепенно переходит из эвтрофного состояния в мезотрофное. В последние годы площадь гиацинтовых сплавин сильно сократилась, появились даже признаки наступающей олиготрофии. Это убедительный пример того, что при отсутствии антропогенной химической нагрузки даже в условиях тропиков, где исключительно велика масса органических веществ на затопляемом ложе водохранилища, благодаря интенсивным процессам самоочищения воды эти водоемы могут быть не «цветущими», а с прозрачной и чистой водой.

Столь же велики водные ресурсы водохранилища Насер на Ниле в Египте (160 км<sup>3</sup>), затопившего часть знаменитых нильских порогов. Несколько меньше водные ресурсы водохранилища Вольта (148 км<sup>3</sup>) на р. Вольта в Гане, имеющего наибольшую акваторию (8480 км<sup>2</sup>) среди долинных водохранилищ мира и равную 4 % территории страны. Особенностью водного режима этих гигантских водохранилищ, используемых энергетикой, судоходством, ирригацией и водоснабжением, служит квазистабильный уровень в сочетании с многолетним регулированием речного стока. К числу крупных относят также водохранилища Косу (30 км<sup>3</sup>) на р. Бандома в Кот-д'Ивуаре и Каинджи (15 км<sup>3</sup>) на Нигере выше устья р. Бенуэ в Нигерии.

**Подземные водные ресурсы.** Они наиболее исследованы в Сахаре, где служат единственным источником воды в оазисах. Большая их часть — шесть артезианских бассейнов реликтового происхождения имеют площадь свыше 4,5 млн км<sup>2</sup> и запас воды 15,3 тыс. км<sup>3</sup>. Их ежегодно возобновляемые ресурсы в 3,5 раза меньше. Более половины этих динамических подземных водных ресурсов находятся в артезианских бассейнах Западной пустыня и Чад, восполняемых фильтрацией озерной воды из котловины оз. Чад. Наиболее богата артезианскими водами зона оазисов Рира, расположенная в северо-восточной части Алжирской Сахары. Крупный водоносный горизонт здесь питается карстовыми водами предгорий Атласа и шоттов, фильтрации которых на глубину до 200 м способствуют песчаные пустыни (Западный и Восточный Большие Эрги). Не менее значим артезианский бассейн Феццан на юге Ливийской пустыни, снабжающий водой 4 оазиса.

## 6.5. Хозяйственное использование водных ресурсов

Структура водохозяйственного баланса Африки (рис. 6.3) включает, км<sup>3</sup>/год:

водозабор .....	168 (11 % базисного стока)
безвозвратное водопотребление .....	129 (77 % водозабора)
сброс сточных вод .....	39 (3 % базисного стока)

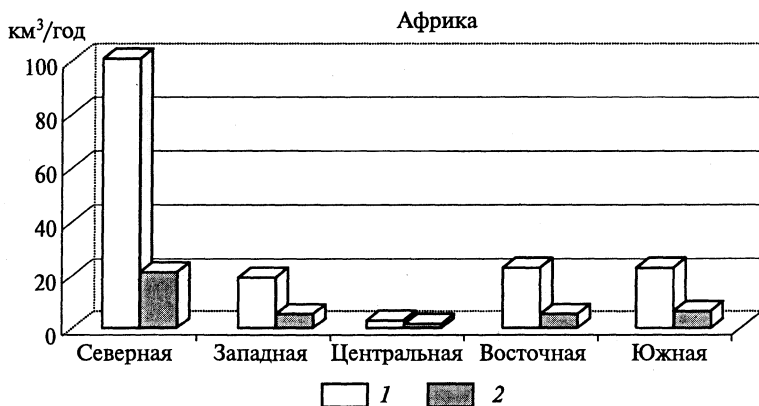


Рис. 6.3. Водопотребление основными отраслями водного хозяйства в Африке в 1980 г. [13]:

*a* — структура водозабора (168 км<sup>3</sup>/год); *б* — структура сточных вод (39 км<sup>3</sup>/год);  
*в* — водозабор (1) и сброс сточных вод (2) в африканских регионах

Особенность африканского водного хозяйства, по сравнению с азиатским, состоит:

- в 12 раз меньшем отборе воды из поверхностных и подземных ее источников на хозяйственные нужды (всего 168 км<sup>3</sup>/год), хотя в 1980-е годы население Азии лишь в 7,5 раза превышало число жителей Африки;

- в меньшем доминировании ирригации в водном хозяйстве (см. рис. 6.3), доля водопотребления которого составляет 61 %, что на 26 % меньше, чем в Азии;

- в превышении доли коммунального водопотребления над долей промышленного, тогда как в Азии промышленное водопотребление вдвое, а в Европе в четверо превосходило затраты воды в коммунальном хозяйстве;

- в 20 раз большей доле дополнительного испарения воды с преимущественно гигантских тропических водохранилищ, чем с водохранилищ Азии, хотя суммарные безвозвратные потери воды с акватории водохранилищ на этих материках одинаковы — по 40 км<sup>3</sup>/год.

Отмеченные особенности структуры водохозяйственного баланса Африки свидетельствуют о проблемах водного хозяйства. Малая доля в базисном стоке ежегодных объемов водозабора и сточных вод, сбрасываемых в гидрографическую сеть, указывают на пока еще ничтожное влияние хозяйственной деятельности на состояние водных ресурсов этого континента. Однако следует иметь в виду, что репрезентативность рассмотренных осредненных показателей для территории всего материка здесь не больше, чем для территории Азии, из-за еще более неравномерного хозяйственного развития африканских стран. Доминирующую роль среди них играют государства, расположенные в регионах со значительным дефицитом водных ресурсов.

На рис. 6.3 видно, что наиболее значительно водопотребление в странах Северной Африки. Оно в пять раз больше, чем в Южной, Восточной или Западной Африке, и в 35 раз больше, чем в центральной части континента. В экваториальной зоне, где нет ирригации, доля безвозвратного водопотребления в общем потреблении самая низкая (46 %). В других регионах она варьирует от 70 % в Южной Африке до 79 % в Северной Африке.

В 1980-е годы на орошение в Африке расходовалось более 110 км<sup>3</sup>/год воды. Наиболее крупные массивы орошаемых земель расположены во внутренней дельте Нигера, где в конце 40-х годов для орошения хлопковых плантаций сооружено водохранилище и два магистральных канала и в междуречье Белого и Голубого Нила, называемом Гезира (Джезира). Это — родина знаменитого длиноволокнистого хлопка, орошаемого водой из расположенных на Голубом Ниле водохранилищ Сеннар и Росейрес (объем 3 км<sup>3</sup>). Орошаемое земледелие в ЮАР (в районе Йоханнесбурга и

к югу от столицы) обеспечивается водами многих водохранилищ. Наиболее крупные из них: Хендрик-Фервуд (объем  $6 \text{ км}^3$ ) и Ван-дер-Клуф ( $3,2 \text{ км}^3$ ) на р. Оранжевой, а также Вааль-Вильге ( $2,4 \text{ км}^3$ ) на р. Вааль — крупнейшем притоке р. Оранжевой. В Египте главным источником орошения служит водохранилище Насер, в Алжире, Тунисе, Марокко — горные водохранилища Атласа.

Водные ресурсы водохранилищ используют и для водоснабжения. По каналу Исмаилия пресная нильская вода подается в оз. Тимсах, включенное водохранилищем в состав Суэцкого канала, и служит источником водоснабжения городов Суэц, Исмаилия и Порт-Саид. Сооружен гидротехнический комплекс для водоснабжения г. Кейптауна, на 100-километровой трассе которого имеется тоннель длиной  $35 \text{ км}$ . Еще более длинный тоннель ( $82 \text{ км}$ ) используется для подачи воды из р. Оранжевой к г. Порт-Элизабет.

Благодаря повышенной доле базисного стока рек Африки (в среднем  $\varphi = 0,35$ ), увеличенной регулированием стока водохранилищами, удельная водообеспеченность населения Африки в 80-е годы прошлого века оценивалась в  $9 \text{ м}^3/(\text{сут} \cdot \text{жит.})$ , что больше аналогичного показателя для Азии (в 3 раза) и Европы (в 5 раз). Важную роль в питании местного африканского населения играют рыбные ресурсы рек, озер и водохранилищ, отличающиеся очень высокой продуктивностью — до  $200 - 800 \text{ кг}/(\text{га} \cdot \text{год})$ , а в рыбоводных прудах Заира и Руанды — до  $4000 \text{ кг}/\text{га}$  (Symoens, 1968). При общем улове в пресных водах Африки  $650 \text{ тыс. т}/\text{год}$ , около  $100 \text{ тыс. т}$  рыбы добывается из оз. Чад.

Учитывая тенденции развития водного хозяйства во всех 5 регионах Африки (см. рис. 6.3), водозабор на континенте к 2000 г., по прогнозу [13], мог бы возрасти почти вдвое — до  $317 \text{ км}^3/\text{год}$ , а безвозвратное — в 1,5 раза (до  $211 \text{ км}^3/\text{год}$ ), что привело бы к увеличению местных осадков на  $245 \text{ км}^3/\text{год}$ . Таким образом, потеря влаги в континентальном гидрологическом цикле, вызванная разрывом хозяйственного использования водных ресурсов, будет с избытком компенсирована местным влагооборотом. Однако из-за большой доли расхода в Африке влаги на атмосферный сток приток речного стока окажется настолько малым ( $36 \text{ км}^3/\text{год}$ , т. е.  $\approx 1\%$  динамических водных ресурсов), что лишь на  $17\%$  восполнит ожидаемое безвозвратное водопотребление.

## ГИДРОЛОГИЯ СЕВЕРНОЙ АМЕРИКИ

## 7.1. Географические особенности формирования гидрологического цикла

Континент Северная Америка имеет площадь 20 млн км<sup>2</sup>, среднюю высоту 720 м. Ее южной гидрологической границей считают Панамский канал с водораздельным водохранилищем Гатун (425 км<sup>2</sup>) включительно. К этой части света относят крупнейший в мире остров Гренландию (2,2 млн км<sup>2</sup>), Канадский Арктический архипелаг, остров Ньюфаундленд, Большие Антильские острова и другие общей площадью 4,1 млн км<sup>2</sup>.

На внешний влагообмен континента сильное влияние оказывает большая изрезанность побережья протяженностью 60 тыс. км. Она обусловлена в основном двумя глубоко вдающимися в сушу заливами: Гудзоновым и Мексиканским. В океанологии их считают морями из-за большого отличия гидрологического режима от прилегающих частей Атлантического океана. Гудзонов залив служит для североамериканских равнин источником холода. Температура воды в нем летом не превышает 10 °С. Период открытой воды очень короток, так как залив долгое время забит льдами (не только местными, но и дрейфующими через проливы). В противоположность ему Мексиканский залив — мощный источник влагонасыщенных и нагретых воздушных масс.

Очень важную роль во внутриконтинентальном влагообороте играет длиннейшая в мире горная система Кордильер. В Северной Америке она раздваивается на вытянутые вдоль Тихоокеанского побережья хребты Каскадных гор, Сьерра-Невада, Западная и Южная Сьерра-Мадре и на расположенную к востоку от них цепь хребтов Скалистых гор и Восточной Сьерра-Мадре, примыкающую на юге к побережью Мексиканского залива. Кордильеры имеют высоту более 3000 м и служат преградой на пути наиболее влагонасыщенных в нижней тропосфере тихоокеанских воздушных масс, обуславливая их восхождение и образование осадков. Подобную роль на Атлантическом побережье США играют менее высокие хребты (до 2000 м) горной системы Аппалачи.

В субарктических, умеренных и субтропических широтах Северной Америки преобладает западный перенос воздушных масс, в арктических и тропических широтах — меридиональный, периодически распространяющийся на равнины центральной части континента между вдольбереговых горных систем. Увлажняющее влияние тихоокеанских воздушных масс ограничивается Корди-

льерами. При взаимодействии влажной воздушной массы Карибского моря и Мексиканского залива с сухим арктическим воздухом обостряется полярный фронт над Великими равнинами.

Зимой на Тихоокеанском побережье умеренных широт тепло и дождливо вследствие устойчивых западных ветров. Между горными системами Кордильер типична морозная погода с малым количеством осадков. На равнинах доминирует крайне неустойчивая погода, морозы сменяются оттепелями из-за перемещения полярного фронта. Здесь часто дует теплый фен со Скалистых гор, имеющий местное название «чинук», что означает «пожиратель снегов». В предгорьях этот порывистый и сухой ветер оттесняет арктическую воздушную массу, приводит к резкому повышению температуры воздуха, иногда на 30 °С за несколько часов. Снеготаяние вызывает зимние паводки на реках в бассейне Миссисипи, формирующих сток на Великих равнинах. Южнее 30° с. ш. сухой и теплый воздух стекает с континента к побережьям Калифорнийского и Мексиканского заливов. На самом юге материка средняя январская температура воздуха достигает 25 °С.

В летнее время юго-восточная часть континента — полуостров Флорида, приморские равнины и южные Аппалачи — увлажняется теплыми муссонами. Нередко это тропические циклоны, вызывающие нагоны и затопления в устьевых областях рек на юге Атлантического побережья США. На Великих равнинах часто бывают засухи, а южная часть бассейна р. Колорадо (Аризона) и Калифорния — самая сухая и жаркая область на материке. Южнее 30° с. ш. находится тропический фронт со значительными летними осадками, влажным и нагретым воздухом (в июле в среднем до 32 °С).

Среднегодовое влагосодержание воздуха над Северной Америкой оценивается в 16 мм (практически такое же, как над Европой). Однако пространственная изменчивость этой характеристики тропосферы над североамериканским континентом вдвое выше, так как варьирует от менее 1 мм (в Большом Бассейне) до более 40 мм (на самом юге, в Никарагуа и Панаме), т.е. в диапазоне столь же широком, как над Азией или Африкой.

Приходная составляющая баланса влаги на североамериканском континенте равна в среднем за многолетний период 12,3 тыс. км<sup>3</sup>/год (табл. 7.1). Это значение, вдвое меньшее, чем в водном балансе Африки, сопоставимо с адвекцией океанической влаги на лежащую также преимущественно в умеренных широтах Европу, площадь которой, однако, вдвое меньше. Вследствие орографических отличий ее территории от европейской перехват океанической влаги горными цепями в более возвышенной в среднем Северной Америке гораздо эффективнее. Транзитный поток атмосферной влаги здесь почти вдвое меньше, чем в Европе, а адвективные осадки и испарение — почти вдвое больше. Две трети испарившейся влаги также из-за орографических препятствий

Таблица 7.1

Структура гидрологического цикла Северной Америки, тыс. км<sup>3</sup>/год

Составляющие влагооборота	На континенте	На континенте с островами
Адвекция влаги с воздушными массами	12,30	—
Транзит влаги с воздушными массами	2,50	—
Адвективные атмосферные осадки	9,79	—
Испарение, включая потери стока в гидросети	9,53	10,1
Вклад местного испарения в транзит влаги	2,80	—
Атмосферный сток	5,30	—
Вклад испарения в осадки	6,30	—
Суммарные осадки	16,20	18,30
Сформированный речной сток	6,63	8,20
Речной сток в Мировой океан	6,28	7,84
Подземный сток в Мировой океан	0,34	—

включаются во внутриконтинентальный влагооборот, благодаря чему суммарное количество осадков (океанических и континентальных) на поверхность материка возрастает до 16,2 тыс. км<sup>3</sup>.

Следствием орографически обусловленной интенсификации внутриконтинентального гидрологического цикла следует считать в 1,5 раза меньший, чем в Европе, атмосферный сток влаги с североамериканского континента и в 2,5 раза больший сток поверхностных и подземных вод в Мировой океан. Этому способствует и структура гидрографической сети, в которой нет крупных областей внутреннего стока, а их суммарная площадь составляет менее 800 тыс. км<sup>2</sup> (всего 4 % территории материка).

В результате на потенциально слабо водообеспеченной территории континентальной Северной Америки формируется сток объемом 6,63 тыс. км<sup>3</sup>/год, который с учетом стока с островов составляет 8,20 тыс. км<sup>3</sup>/год. Эта величина не только в 2,5 раза больше динамических ресурсов Европы, но даже почти вдвое превышает их значение в самой потенциально водообильной Африке. Значения составляющих водного баланса Северной Америки (см. табл. 7.1) столь же достоверны, как и водный баланс Европы, так как имеют практически такую же малую величину невязки (2 %), несмотря на вдвое большую невязку баланса внешнего влагообмена (6 %).

Таким образом, структура гидрологического цикла Северной Америки подобна азиатскому циклу по интенсивности внутриконтинентального круговорота воды. Это приводит к большей возобновляемости водных ресурсов и к большей величине водного стока рек, чем атмосферного стока влаги с материка.

## 7.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих

Структура осредненного за многолетний период водного баланса территории Северной Америки (с островами) включает, мм/год:

осадки .....	756 (800)
испарение .....	418 (485)
сток .....	339 (315)

Это соответствует среднему модулю стока  $10,8 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$  при коэффициенте стока  $0,45 (0,40)$ . Для сравнения в скобках приведены средние значения составляющих водного баланса всей суши. Структура баланса показывает, что отличие удельных значений характеристик североамериканского водного баланса от среднемировых состоит в пониженных величинах испарения и осадков (на 14 и 6 % соответственно) и повышенном (на 8 %) слое среднего годового стока. Его значение даже несколько выше среднего слоя стока в Азии.

**Атмосферные осадки.** Поле осредненного за многолетний период годового слоя осадков в Северной Америке очень разнородно. Для западной части территории в Кордильерах и их предгорьях характерны пестрота и значительные градиенты. На остальной территории — равномерное увеличение слоя осадков с севера на юг от менее 100 до 300 мм/год (за полярным кругом) и далее на юго-восток до 1600 мм/год и более (в дельте Миссисипи и прилегающим к ней с востока районом побережья Мексиканского залива и юго-западным побережьем Флориды). В Гренландии осадки увеличиваются с севера на юг от 100—150 до 1600 мм/год.

Наибольшее количество осадков (7800 мм/год) выпадает к югу от  $10^\circ$  с. ш. в горах вблизи г. Сан-Хосе — столицы Коста-Рики. Второй максимум осадков расположен в районе г. Сиэтла, на склонах Берегового хребта (более 4000 мм/год). К северо-западу, на южном побережье Аляски, и к югу вдоль Тихоокеанского побережья слой осадков снижается до 400 мм/год на границе США и Мексики и даже до 100—200 мм/год на берегах Калифорнийского залива.

На восточных склонах долин в Кордильерах, в Большом Басейне и на Мексиканском плоскогорье слой осадков 300—400 мм/год, а в Долине Смерти — 50 мм/год. Южнее Северного тропика слой осадков на материке и Больших Антильских островах изменяется в пределах 600—2000 мм/год, местами возрастая до 3200—6400 мм/год.

На большей части континента преобладают летние осадки за исключением тихоокеанского побережья, где больше 60 % годовых осадков выпадает зимой. В районе Великих озер, на полуострове Лабрадор и северной части восточного побережья внутриго-



довое распределение осадков сравнительно равномерно, что напоминает климат Англии и Бретани во Франции.

Доля твердых атмосферных осадков уменьшается от 100 % на ледяном щите Гренландии и 70 % на арктических островах до нескольких процентов на 40° с. ш. Тихоокеанского побережья и 35° с. ш. к востоку от Каскадных гор (на этой широте в Восточном полушарии находится побережье Африки и пустыня Деште-Кевир).

**Испарение.** Наибольшее испарение (1000—1200 мм/год) и его равномерное внутригодовое распределение характерны для юго-востока США, побережья и островов Карибского моря. К северу и западу его величина уменьшается. Вдоль восточного побережья — до 100 мм/год и менее на арктических островах и севере Гренландии с все более четко выраженным максимумом в июле. В западной части — до 300 мм/год и менее в Большом Бассейне и 100 мм/год в низовьях р. Колорадо, а также на западном берегу полуострова Калифорния. Севернее, вдоль Тихоокеанского побережья, испарение увеличивается до 400 мм/год с максимумом интенсивности в марте — апреле.

**Речной сток.** На величину слоя стока с водосбора влияет не только количество выпадающих осадков, но и уклон местности. Чем больше уклон, тем быстрее стекает и меньше испаряется вода, повышается коэффициент стока  $\eta$ . Наиболее высокий слой стока (более 3500—4000 мм/год при  $\eta = 0,8—0,9$ ) на побережье залива Аляска и южнее, до низовьев канадской горной р. Скины, стекающей с Берегового хребта. В Центральной Америке на водосборе нижнего течения р. Сан-Хуан, вытекающей из оз. Никарагуа, слой стока также более 3500—4000 мм/год, но при  $\eta > 0,6$ . На Тихоокеанском побережье США слой стока снижается от 3000 мм/год у г. Сиэтла до 50 мм/год ( $\eta < 0,05$ ), а в окрестностях Калифорнийского залива — до 10 мм/год и менее. Южнее Северного тропика он снова увеличивается до 1000—2000 мм/год при  $\eta = 0,5—0,7$ .

К многоводным районам относятся также северные районы Скалистых гор и остров Ньюфаундленд (800—1500 мм/год,  $\eta = 0,7—0,8$ ), полуостров Лабрадор и Аппалачи (500—1000 мм/год,  $\eta = 0,4—0,7$ ), юго-западное побережье Мексиканского залива с водосбором р. Грихальва и западное побережье Карибского моря (1000—2000 мм/год,  $\eta > 0,4$ ).

В полярных районах Канады и ее лесной зоне слой стока в 10 раз меньше — 100—200 мм/год ( $\eta = 0,2—0,4$ ), а в степных районах он снижается до 5—50 мм/год ( $\eta = 0,01—0,1$ ), где в центре бассейна р. Саскачеван имеются даже пересыхающие реки. В равнинной части бассейна Миссисипи слой стока уменьшается от 400—600 мм/год ( $\eta = 0,3$ ) на водосборах левых притоков до 5—50 мм/год ( $\eta = 0,05$ ) в верховьях ее правых притоков. А в окрестностях Большого Соленого озера, в пустыне Мохаве и Долине Смерти его величина менее 1 мм/год, т.е. поверхностный сток отсутствует

месяцами, а иногда и годами. Нет его и на полуострове Юкатан из-за распространенного здесь карста, а обильные осадки (до 1200 мм/год) питают развитую подземную гидрографическую сеть, закачивающуюся субмаринными источниками. С карстом на полуострове Флорида связана сравнительно большая величина подземного стока с континента (см. табл. 7.1).

Таким образом, в отличие от равнин Европы, где изолинии стока имеют субширотное направление, на равнинах Северной Америки они субмеридиональны. Например, изолиния стока 200 мм/год пересекает континент от залива Бутия Северного Ледовитого океана ( $67^\circ$  с. ш.) до лагуны р. Колорадо (Техас) в Мексиканском заливе ( $29^\circ$  с. ш.) в полосе  $90-100^\circ$  з. д., что обусловлено особенностями орографии Североамериканского континента.

Межгодовые колебания стока рек на этом материке характеризуются широким диапазоном значений коэффициента вариации годового стока. Его наименьшие значения свойственны многим рекам, не только вытекающим из озер (р. Св. Лаврентия с  $Cv = 0,09$ , р. Черчилл с  $Cv = 0,14$ ), но и многоводным рекам Канады на водосборе Тихого океана (р. Скина и р. Фрейзер с  $Cv = 0,13$ , р. Колумбия с  $Cv = 0,18$ ). Менее водоносные реки засушливых районов имеют в 5—10 раз большие значения этого коэффициента (например, р. Колорадо в Аризоне с  $Cv = 0,79$  и ее приток — пересыхающая в среднем течении р. Хила с  $Cv = 0,60$ ). Тем не менее суммарный годовой сток рек с территории Северной Америки имеет  $Cv = 0,06$ , а с учетом стока с островов  $Cv = 0,05$ . Таким образом, он столь же устойчив, как в Азии, и в 1,5 раза менее изменчив, чем в Европе. Это объясняется асинхронностью колебаний годового стока рек Тихоокеанского и Атлантического водосборов, наиболее четко проявившейся в 1940—1950 гг., когда на западе Северной Америки наблюдался маловодный период, а на востоке — многоводный.

**Водообеспеченность территории.** Она составляет в среднем  $-14$  мм/год. На большей части материка, на Кубе и других Больших Антильских островах водообеспеченность варьирует в диапазоне  $\pm 200$  мм/год, благоприятном для сельскохозяйственного производства.

К избыточно увлажненным регионам относятся на востоке полуостров Лабрадор, южное побережье Гренландии (400—800 мм/год) и остров Ньюфаундленд (до 1400 мм/год). На юге континента — это бассейн р. Грихальва и территории центральноамериканских государств (до 3000 мм/год в низовьях бассейна р. Сан-Хуан), а на западе — побережье залива Аляска, Канады и северо-восточных штатов США Вашингтон и Орегон.

Водосборы р. Сакраменто и других рек Калифорнии, Большой Бассейн, водосборы верховьев правых притоков Миссисипи и рек Мексиканского плоскогорья имеют дефицит водообеспеченности

–800...–1200 мм/год. Он заметно увеличивается (до –1400 мм/год) в среднем течении Рио-Гранде и в верховьях р. Хила, а в низовьях р. Колорадо (Аризона) и на побережье Калифорнийского залива до –1800 мм/год.

### 7.3. Региональные особенности речного стока

По особенностям внутригодовых колебаний стока рек Северной Америки ее территория разделена на 10 гидрологических районов (рис. 7.1).

1. Лабрадор–Аляскинский район, где реки имеют весенне-летнее половодье с максимумом стока талых вод в июне и длительную низкую зимнюю межень, вплоть до перемерзания на севере Аляски, с декабря по апрель включительно (тип водного режима, по классификации М. И. Львовича, SxEu и sxEu). Поэтому естественная зарегулированность рек в этом районе низкая. В среднем базисный сток  $\varphi = 0,23$ . В равнинных водосборах (заболоченных, с многолетнемерзлыми грунтами) эрозия в короткое лето невелика, поэтому и модуль стока речных наносов  $m_n < 10 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ . На юге Лабрадора, где край Канадского щита повышается до 500 м, сток наносов возрастает в 5 раз, а на склонах Берегового хребта в западной части этого гидрологического района — в 50—100 раз вследствие не только полноводности горных рек, но и эродирующей деятельности аляскинских ледников [8].

2. Североканадский район (от долины р. Маккензи до полуострова Унгава на востоке), где на реках летнее половодье более растянутое, а зимняя межень вдвое полноводней, чем на неперемерзающих реках района 1. Поэтому они относятся к типу Sxey, а доля их базисного стока в годовом его объеме ( $\varphi = 0,34$ ) больше в 1,5 раза и указывает на среднюю естественную зарегулированность водного стока. Здесь сток наносов менее изменчив и составляет 10—50 т/(км<sup>2</sup>·год), увеличиваясь от тундровой к лесной зоне.

3. Центральномексиканский район, где летне-осеннее дождевое половодье имеет максимум в сентябре, после которого наступает полугодовая зимне-весенняя низкая межень (Ray). Из-за этого, как и в районе 1, доля базисного стока в среднем менее четверти годового объема ( $\varphi = 0,23$ ). Из-за маловодности верховий относительно небольших речных систем на плоскогорье в этом районе сток наносов невелик —  $m_n < 10 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ , но впятеро увеличивается в реках на склонах Восточной и Западной Сьерра-Мадре.

4. Западномексиканский район, где еще короче летне-осеннее дождевое половодье с максимумом в августе (тип водного режима REy), а маловодный период с неустойчивым стоком имеет

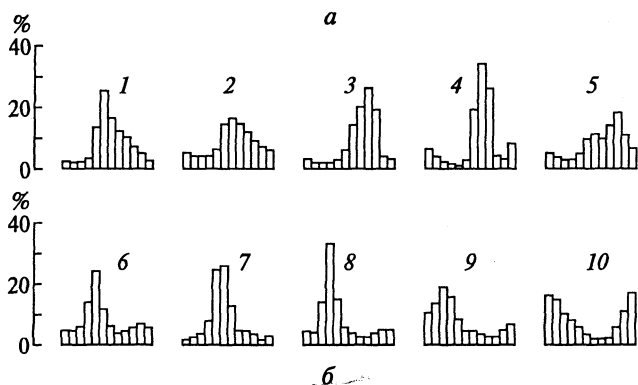
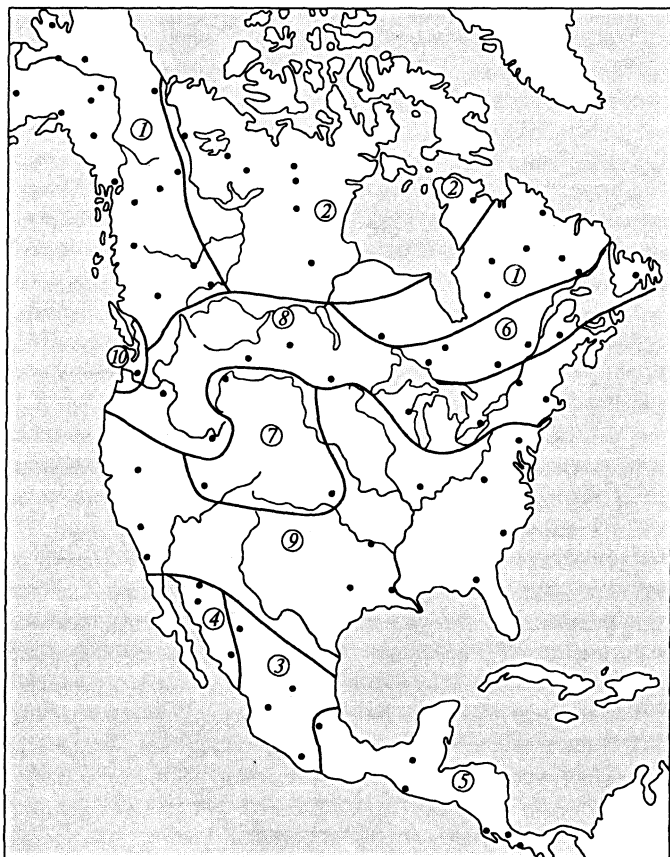


Рис. 7.1. Районирование Северной Америки по внутригодовому распределению стока рек (В. А. Жук, К. Ф. Ретеюм, Л. П. Чуткина, 1983):  
*a* — сеть учтенных 80 пунктов наблюдений и границы районов; *б* — осредненные гидрографы в пределах районов (1–10)

с октября по июнь 9-месячную продолжительность, вследствие чего базисный сток ( $\varphi = 0,32$ ) выше, чем в районе 3.

5. Центральноамериканский район на юге континента в субэкваториальном поясе переменного-влажных лесов, где реки имеют растянутое летне-осеннее половодье с максимумом стока в октябре и зимне-весенний период пониженной водности с минимумом стока в марте — апреле. Тип водного режима рек Ray, как и в районе 3, с практически таким же небольшим базисным стоком ( $\varphi = 0,26$ ). В горах сток наносов возрастает к югу от 100 — 200 до 500 т/(км<sup>2</sup> · год) и выше, а на Тихоокеанском побережье снижается до 50 т/(км<sup>2</sup> · год).

6. Восточноканадский район с поздневесенним половодьем на зональных реках (максимум стока в мае) и с относительно высоким стоком в остальную часть года (Sxpy). Много озерных рек с сильно зарегулированным стоком и потому отличаются большой долей базисного стока ( $\varphi = 0,60$ ) и небольшим стоком наносов, в среднем 10 т/(км<sup>2</sup> · год).

7. Водораздельный район охватывает верховья водосборов рек, относящихся к бассейнам Атлантического и Тихого океанов, — Миссури, Арканзаса, Рио-Гранде и Колорадо (Аризона), расположенных в Скалистых горах и их предгорьях, а также в Большом Бассейне. Реки имеют еще более позднее смешанное (талое и дождевое) половодье с максимумом в июне и низкую зимнюю межень (гхеу) со средним значением базисного стока  $\varphi = 0,36$ . Значения модуля стока наносов варьируют от 50 до 200 т/(км<sup>2</sup> · год) и более в зависимости не столько от природных факторов, сколько от степени антропогенного преобразования ландшафтов в результате вырубки лесов, развития сельского хозяйства и гидротехнического регулирования речного стока.

8. Южноканадский район пересекает узкой полосой континент от водосбора р. Колумбия через степные водосборы р. Саскачеван и других притоков оз. Виннипег, водосборы притоков Великих озер до бассейна р. Коннектикут на побережье Атлантики. Реки имеют четко выраженное апрельское половодье вследствие снеготаяния (SxPy) и низкую летнюю межень в августе — сентябре (см. рис. 7.1). Их базисный сток ( $\varphi = 0,37$ ) и диапазон различия величин  $m_n$ , а следовательно, и мутности речных вод практически такие же, что и в расположенном южнее Водораздельном гидрологическом районе.

9. Срединный район (наибольший по размеру) также пересекает континент от берега Тихого океана в штате Калифорния до восточного и южного побережий США. Реки имеют растянутый зимне-весенний многоводный период (с максимумом смешанного стока в марте) и сравнительно высокую осеннюю межень (sxpy), характеризуются малой естественной зарегулированностью ( $\varphi = 0,30$ ). В этом районе диапазон вариации модуля стока наносов

особенно велик — от менее 20 т/(км<sup>2</sup>·год) во Флориде и даже менее 10 т/(км<sup>2</sup>·год) в пустынных районах Аризоны и Калифорнии до 500 т/(км<sup>2</sup>·год) и более на орошаемых землях. В предгорьях Сьерра-Невады, а также в районах открытых разработок полезных ископаемых и строительных материалов  $m_n > 1000$  т/(км<sup>2</sup>·год) [8].

10. Ванкуверский район, где малые, но многоводные реки на острове Ванкувер и в соседнем с ним районе материка, расположенном между низовьями рек Фрейзер и Колумбия, имеют четко выраженное зимнее смешанное половодье и низкую межень с минимумом стока в сентябре (sxhy) и, соответственно, малую долю базисного стока ( $\varphi = 0,30$ ) в его годовом объеме.

По характеру межрайонной корреляции рядов месячного стока на территории Северной Америки (В. А. Жук, К. Ф. Ретеев, Л. П. Чуткина, 1983) выделяются три широтных пояса с различным внутригодовым распределением стока: с е в е р н ы й, объединяющий районы 1 и 2, ю ж н ы й, состоящий из районов 3, 4 и 5, и ц е н т р а л ь н ы й, включающий остальные районы. В нем внутригодовое распределение стока рек с многоводной зимне-весенней частью года асинхронно относительно стока как в северном, так и в южном поясах, в которых повышенная водность наблюдается на реках в летне-осеннее время года.

Во всех трех поясах наиболее распространены реки со значительными внутригодовыми колебаниями стока и низкой меженью, поэтому среднее значение доли устойчивого базисного стока в Северной Америке составляет 29 %, больше напоминая по этому показателю Азию (26 %), чем Европу (35 %).

#### 7.4. Водные ресурсы ледников и озер

Главные ресурсы ультрапресной воды в Северной Америке (2432 тыс. км<sup>3</sup>) находятся на островах:

- в ледниковом покрове Гренландии (объем 2365 тыс. км<sup>3</sup>, площадь более 1,8 млн км<sup>2</sup>, наибольшая толщина свыше 3400 м);
- в покровных ледниках островов Канадского Арктического архипелага (50 тыс. км<sup>3</sup>).

Ледовый сток в виде айсбергов с Гренландии оценивается в 603 км<sup>3</sup>/год и составляет более 80 % суммарного стока с этого острова.

Водные ресурсы ледников Северной Америки составляют 16,7 тыс. км<sup>3</sup>. Они в 1,5 раза больше, чем в азиатской части, и в 36 раз больше, чем в европейской части Евразии, вследствие не только горно-покровного оледенения побережья Аляски (68 % массы материковых ледников), но и многочисленных ледниковых полей, долинных и каровых ледников Кордильер (32 %) в Канаде и США [18].

**Водные ресурсы озер.** Они равны 25,6 тыс. км<sup>3</sup> (в 10 раз меньше, чем водные ресурсы ледников). Ежегодно возобновляемые озерные ресурсы составляют приблизительно 585 км<sup>3</sup>/год. Таким образом, значения динамических водных ресурсов озер и ледников в этой части света одного порядка. Статические озерные ресурсы в Северной Америке, Африке и Азии имеют сходные значения. Как и на этих двух материках, наибольшая часть североамериканских озерных ресурсов (86 %) сосредоточена в единой озерной системе, называемой Великие озера (табл. 7.2).

Оз. Верхнее имеет самую обширную акваторию среди пресных озер мира, которая всего в 4,5 раза меньше Каспия. Суммарная площадь Великих озер почти втрое больше акватории Байкала, а суммарный объем воды в них практически равен его водным ресурсам. Оз. Верхнее имеет относительно небольшой водосбор (его удельное значение  $\phi = 1,6$ ), поэтому оно относится к стоково-дождевому классу водоемов. Его уровень и сток (70 км<sup>3</sup>/год) в оз. Гурон по короткой р. Сент-Мари регулируется гидроузлом с высотой плотины 5,3 м (W. L. Graf, 1999). Оз. Мичиган проливом Макино соединяется с оз. Гурон. Из него р. Детройт, протекая через небольшое оз. Сент-Клер, выносит озерную водную массу (160 км<sup>3</sup>/год) в оз. Эри, сравнительно мелководное и наиболее проточное среди пяти Великих озер. Из него вытекает р. Ниагара (182 км<sup>3</sup>/год). На знаменитом Ниагарском водопаде фронт падающей с 50-метровой высоты воды (средний расход более 5 тыс. м<sup>3</sup>/с) имеет длину свыше 1 км. Котловина замыкающего систему Великих озер оз. Онтарио — криптодепрессия, как и котловины ее трех верхних озер. Уровень и расход воды из оз. Онтарио (210 км<sup>3</sup>/год) регулируются гидроузлом Ирокуэй с двумя ГЭС, расположенным между истоком р. Св. Лаврентия и устьем ее наибольшего притока — р. Оттава.

Значительные озерные ресурсы сосредоточены в крупнейших озерах бассейна р. Маккензи — Большом Медвежьем (объем

Таблица 7.2

**Гидрологические характеристики Великих озер**  
(Data Book of World Lake Environments, 1988)

Великие озера	Уровень, м	Объем, тыс. км <sup>3</sup>	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Максимальная глубина, м	Водообмен τ, год
Верхнее	183,00	12,221	82,367	406	191
Мичиган	176,42	4,871	58,016	281	99,1
Гурон	176,42	3,535	59,570	228	23,6
Эри	173,86	0,458	25,821	64	2,6
Онтарио	74,55	1,638	19,009	224	7,9

2236 км<sup>3</sup>, глубина до 446 м), Большом Невольничьем (1070 км<sup>3</sup>), площадь каждого из которых около 30 тыс. км<sup>2</sup> (как у Байкала). Эти озера, как и расположенное выше них оз. Атабаска (110 км<sup>3</sup>), находятся в слабо освоенной Северной Канаде. Поэтому их экосистемы до сих пор находятся в девственном олиготрофном состоянии, но и в них возле небольших населенных пунктов отмечают признаки слабого загрязнения воды.

Менее значительны водные ресурсы южноканадской озерно-речной системы в бассейне р. Нельсон. Она включает обширную и мелководную акваторию оз. Виннипег (площадь 23,75 тыс. км<sup>2</sup>, объем 284 км<sup>3</sup>,  $\tau = 3-4$  года) с глубиной не более 12 м и очень мутной водой (ее прозрачность по белому диску  $SD = 0,35-2,0$  м). Оно регулирует сток р. Нельсон вместе со столь же мелководными и менее крупными озерами Виннипегосис и Манитоба, соединенными короткими озерными реками. Наибольшим притоком этой озерной системы служит р. Саскачеван, которая зарегулирована водохранилищем Гранд-Рапидс, сооруженном в котловине оз. Сидар объемом 11 км<sup>3</sup>. К северу и востоку от этой озерной системы на поверхности Канадского щита расположен обширный озерный край с большим количеством водоемов в тектонических и ледниковых котловинах меньшего размера. Среди них преобладают олиготрофные озера, но есть и мезо-, и даже эвтрофные с экосистемами различной биологической продуктивности.

Наибольшими минеральными ресурсами обладает Большое Соленое озеро объемом 19 км<sup>3</sup>, которое в США является главным центром добычи рапной поваренной соли. Промысел соли соответствует массе ее ежегодной садки, что обеспечивается регулированием водообмена между плесами этого водоема — большим и малым, бессточным.

Крупнейшие озерные ресурсы в Центральной Америке находятся в бассейне р. Сан-Хуан, в верховьях которой имеется два озера — Никарагуа (глубина до 70 м, объем 108 км<sup>3</sup>, площадь 8150 км<sup>2</sup>) с крупным островом-вулканом Ометепе и Манагуа (глубина до 80 м, площадь 1040 км<sup>2</sup>) (Herdendorf, 1982) с периодическим стоком воды (в дождливый сезон) в оз. Никарагуа по р. Типитапа. По своим экологическим особенностям они напоминают крупнейшие теплые мономиктические африканские озера.

## 7.5. Водные ресурсы рек и водохранилищ

Стационарные ресурсы рек на материке, т.е. единовременный средний объем воды в русловой сети, составляют 250 км<sup>3</sup>, а динамические — 8200 км<sup>3</sup>/год. Соответственно время пребывания РВМ в речных системах Северной Америки составляет в среднем 11 сут, т.е. примерно столько же, как в Европе. Большая часть стока так-



же рассредоточена по многочисленным водосборам сравнительно коротких речных систем Тихоокеанского и Атлантического побережий Северной Америки и лишь 11 % стока формируется в двух крупных речных бассейнах — Миссисипи (3,2 млн км<sup>2</sup>) и Маккензи (1,8 млн км<sup>2</sup>).

Наиболее водоносные 24 речные системы, имеющие в сумме более 40 % динамических водных ресурсов континента, можно разделить на следующие пять групп:

- I — со стоком 400—600 км<sup>3</sup>/год: Миссисипи (580), Св. Лаврентия (439);
- II — со стоком 200—350 км<sup>3</sup>/год: Маккензи (350), Колумбия (267), Юкон (207);
- III — со стоком ~100 км<sup>3</sup>/год: Фрейзер (112), Грихальва с Усумасинтой (105);
- IV — со стоком 50—90 км<sup>3</sup>/год: Нельсон (86), Коксоак (80), Коппер (63), Кускоквим (58), Мобил (57), Скина (55), Сагиней (55), Ла-Гранд (54), Стикина (50);
- V — со стоком 30—50 км<sup>3</sup>/год: Абитиби (44), Олбани (44), Мус (43), Сакраменто (39), Черчилл (38), Ноттавей (37), Саскуэханна (36), Насс (30).

Таким образом, четыре североамериканские реки по стоку больше наиболее водоносной в Европе Волги, причем Миссисипи крупнее ее почти в 2,5 раза. Несмотря на сооружение в ее бассейне нескольких сотен водохранилищ, на Миссисипи до сих пор нередки крупные наводнения, в которые затапливается ее очень широкая пойма в среднем и нижнем течении. При больших наводнениях обвалованная река прорывает дамбы и затапливает обширные территории. Кроме того, в речную сеть Миссисипи сбрасываются сточные воды Чикаго и многих других промышленных городов, сельскохозяйственные сточные воды. Поэтому ее водная масса не пригодна для питьевого водоснабжения и водной рекреации. К устью сток реки снижается (J. D. Milliman et al., 1995) на 15 %, т. е. до 490 км<sup>3</sup>/год, где ее водная масса имеет среднюю минерализацию 285 мг/л и мутность около 430 г/м<sup>3</sup>. Таким образом, экологическое состояние крупнейшей реки США совершенно иное, чем Волги, реконструированной в каскад крупных водохранилищ с глубоким регулированием стока, исключающим наводнения и имеющим высокий потенциал самоочищения основных водных масс от загрязняющих веществ.

Озерная река Св. Лаврентия, в истоке вдвое водоносней Невы, удваивает свой сток к устью за счет преимущественно левых, зарегулированных многочисленными водохранилищами притоков — рек Оттава, Сагиней, Маникуаган и др. Поэтому в ней весь год маломинерализованная вода (140 мг/л) очень прозрачна (содержание взвеси менее 10 г/м<sup>3</sup>). Сток р. Маккензи в верхней половине водосбора также регулируется водохранилищем Виллстон и

оз. Атабаска, затем оз. Большое Невольничье, ниже которого озерная водная масса снова трансформируется в речную под влиянием крупнейшего левого притока Лиард и других горных рек. К устью средняя минерализация в р. Маккензи возрастает до 210 мг/л, мутность до 300 г/м<sup>3</sup>. Водные ресурсы р. Нельсон, зарегулированной оз. Виннипег и каскадом ГЭС, пополнены переброской части стока р. Черчилл и составляют теперь 110 км<sup>3</sup>/год со средней минерализацией 280 мг/л (J. D. Milliman et al., 1995).

Реки Колумбия и Юкон, по величине стока сопоставимые с Волгой и Дунаем, имеют иной водный режим. В отличие от Волги р. Колумбия дренирует высокогорный, но вдвое меньший водосбор. Ее ущелья в среднем течении (в Канаде) и в нижнем течении (в США) превращены в каскад глубоководных гидроэнергетических водохранилищ. Они вместе с водохранилищами на ее самом крупном притоке р. Снейк полностью трансформировали водный режим и снизили мутность до 40 г/м<sup>3</sup> при минерализации воды около 80 мг/л. По сравнению с р. Колумбия соседняя, тоже горная р. Фрейзер имеет втрое меньший водосбор, расположенный севернее. По величине стока она вдвое меньше. Режим реки не изменен столь сильно, поэтому концентрация взвеси в ее воде в 4,5 раза выше.

Юкон — арктическая река с продолжительным ледоставом и летним половодьем, напоминает по гидрологическому режиму в 1,5 раз меньшую р. Колыма. Среднегодовая минерализация юконской водной массы более 160 мг/л, а содержание взвеси менее 300 г/м<sup>3</sup> (J. D. Milliman et al., 1995).

Самая водообильная речная система Мексики р. Грихальва вместе с притоком Усумасинта (они имеют общую заболоченную дельту на южном побережье Мексиканского залива) по стоку сопоставима с Рейном и зарегулирована каскадом из двух крупных водохранилищ — главных источников гидроэлектроэнергии в стране.

Кроме этих крупнейших рек континента большое значение в водном хозяйстве США имеет р. Колорадо, водосбор которой расположен на западных склонах Скалистых гор. В очаге формирования стока ее водоносность 23 км<sup>3</sup>/год, что в 1,5 раза меньше водных ресурсов Сырдарьи. Эта река прорезает знаменитый, 1800-метровой глубины Большой Каньон длиной 320 км в лессовом плато Колорадо на севере штата Аризона и, пересекая границу Мексики, впадает в Калифорнийский залив. В штате Техас имеется одноименная река с меньшим водосбором, стекающая с южных плато Великих равнин в Мексиканский залив.

Общее число больших водохранилищ объемом свыше 0,1 км<sup>3</sup> на всем континенте к концу XX в. достигло 915, а суммарный запас воды в них составил 1692 км<sup>3</sup> (А. Б. Авакян, В. Б. Яковлева, 1999). Это — максимальные техногенные водные ресурсы и число водохранилищ, созданные на одном материке. Их суммарный объем

вмещает более 20 % формирующегося в Северной Америке речного стока, что позволяет обеспечить сезонное его регулирование столь же глубокое, как в Европе (20 %) и Африке (22 %). В Азии этот показатель равен 14 % объема речного стока в средний по водности год.

В Канаде эксплуатируется, преимущественно гидроэнергетикой, 154 больших водохранилища общим объемом 876 км<sup>3</sup>. Среди них водохранилище Маникуаган (объем 141,6 км<sup>3</sup>, кольцевидное, с крупным островом в центре), наибольшее североамериканское водохранилище, входящее в восьмерку крупнейших водохранилищ мира. Оно расположено в котловинах двух озер и в долине р. Маникуаган, левого притока р. Св. Лаврентия. В нижнем бьефе его гидроузла Даниель-Джонсон расположены еще два долинных водохранилища: Маник-3 (10,4 км<sup>3</sup>) и Маник-2.

Двое меньший объем (70,3 км<sup>3</sup>) имеет горное водохранилище Виллистон глубиной до 166 м. Оно создано в верхнем течении р. Пис — крупнейшего притока р. Невольничьей в бассейне р. Маккензи. Образующий его гидроузел Беннетт имеет ГЭС Гордон Шрам мощностью 2,4 тыс. МВт. Почти такого же объема водохранилище Ла-Гранд-2 (61,7 км<sup>3</sup>), построенное на мерзлых грунтах в долине р. Ла-Гранд в зоне субарктической лесотундры и редколесий канадской провинции Квебек. Это водохранилище (наряду с сибирским Усть-Илимским и субэкваториальным водохранилищем Кариба) — пример закономерного естественного деэвтрофирования водохранилищной экосистемы, ее перехода из мезотрофного в олиготрофное состояние по прошествии этапа своего формирования в отсутствие антропогенного загрязнения окружающей среды. Головным водохранилищем 5-ступенчатого каскада Ла-Гранд служит Каниаписко объемом до 53,8 км<sup>3</sup>, объединившее котловины четырех озер. К востоку от него находится чрезвычайно морфологически сложное водохранилище Смолвуд объемом 32,3 км<sup>3</sup>. Оно расположено в центре полуострова Лабрадор, на водораздельном пространстве которого после сооружения нескольких гидроузлов возникла единая акватория площадью 2,8 тыс. км<sup>2</sup> с очень извилистой береговой линией, объединяющая водные ресурсы 32 затопленных озер.

В США столь крупных водохранилищ нет. Тем не менее ее справедливо называют страной плотин (W.L. Graf, 1999). Благодаря учету всех плотин высотой не менее 2 м установлено, что в стране эксплуатируется 75 тысяч прудов и водохранилищ общим объемом примерно 1300 км<sup>3</sup>. Большие водохранилища (702) имеют суммарный объем 700 км<sup>3</sup> (для сравнения, в России таких водоемов 104, суммарный объем 839 км<sup>3</sup>). Наибольшие техногенные водные ресурсы накоплены в каскадах водохранилищ:

- на самом длинном притоке Миссисипи р. Миссури, крупнейшие среди них Форт-Пек (23,9 км<sup>3</sup>), Сакакавеа (Гаррисон) (30,6 км<sup>3</sup>), Оахе (29,1 км<sup>3</sup>);

- на р. Колумбия — водохранилища Арроу (8,8 км<sup>3</sup>) и Мика (24,7 км<sup>3</sup>) в Канаде и Ф.Д. Рузвельт (11,8 км<sup>3</sup>) в США;
- на р. Колорадо (Аризона) — водохранилища Пауел (33,3 км<sup>3</sup>), Мид (36,8 км<sup>3</sup>) и др.;
- на р. Теннесси (левый приток р. Огайо в бассейне Миссисипи) — водохранилище Кентукки (7,4 км<sup>3</sup>) и еще более 30 горных водохранилищ на главной реке и ее притоках;
- на р. Грихальва — водохранилище Ангостура, самое крупное в Мексике (18,5 км<sup>3</sup>), Нецауалькойотль (13 км<sup>3</sup>) и Чикоасен с плотиной высотой 240 м [1]. В этой стране 70 больших водохранилищ вмещают 132 км<sup>3</sup> воды.

## 7.6. Хозяйственное использование водных ресурсов

В Северной Америке, как и в Европе, в водном хозяйстве важнейшую роль играет промышленное водоснабжение. Велика при этом и доля городского населения, обеспеченного водопроводом и канализацией. Поэтому структура водохозяйственного баланса, км<sup>3</sup>/год, на этом материке (рис. 7.2) напоминает европейскую:

водозабор .....	663 (31 % базисного стока)
безвозвратное водопотребление .....	224 (34 % водозабора)
сброс сточных вод .....	439 (66 % базисного стока)

Общее водопотребление на этом континенте в 1,5 раза больше, чем в Европе, однако благодаря значительно большим динамическим водным ресурсам их водозабор не превышал трети базисного стока, тогда как в Европе он составлял 40 %. Почти вдвое выше, чем в Европе, в Северной Америке и безвозвратное водопотребление, в 1,5 раза больше сброс сточных вод, который достигал 66 % ежегодного объема базисного стока. Это означает, что в межень речной сток в среднем состоит на 2/3 из сточных вод. Так, р. Огайо, крупнейший левый приток Миссисипи, «в межень представляет поток сточных вод трехкратного использования» [9, с. 344].

Затраты воды на испарение с водохранилищ и коммунальное водоснабжение в структуре водохозяйственного баланса (см. рис. 7.2) столь же невелики, как и в Европе (см. рис. 4.4), распределение водных ресурсов между промышленностью и сельским хозяйством более равномерно. Сброс промышленных стоков вдвое превышает объем сельскохозяйственных сточных вод, главным образом за счет сбросов подогретых вод мощных ТЭС и АЭС.

Водопотребление в центральном гидрологическом поясе Северной Америки (на территории 48 штатов США) превышает 75 % общего водопотребления на материке, а сброс сточных вод составляет около 80 % их общего ежегодного объема. Приблизитель-

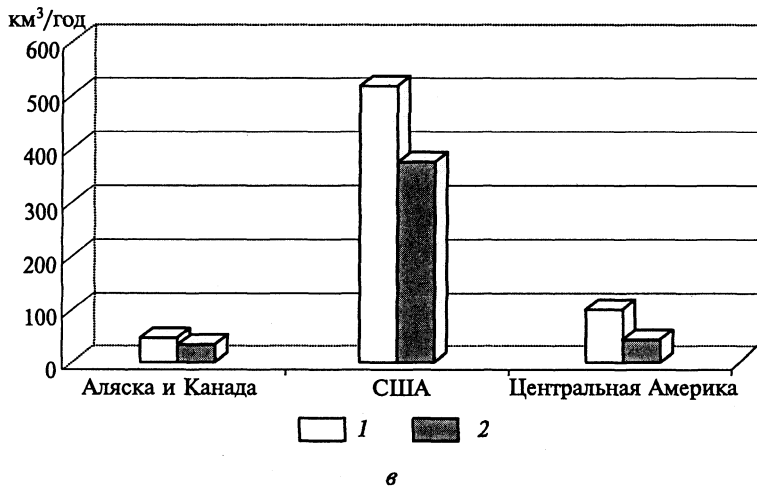
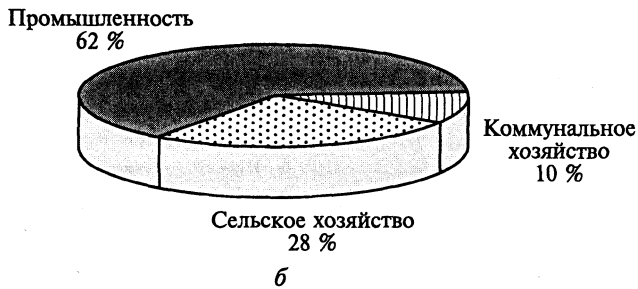
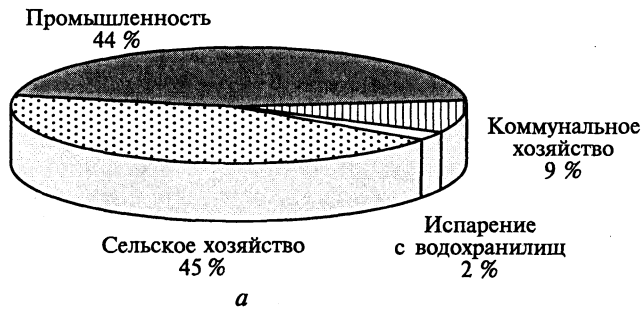


Рис. 7.2. Водопотребление основными отраслями водного хозяйства в Северной Америке в 1980 г. [13]:

*a* — структура водозабора (663 км<sup>3</sup>/год); *б* — структура сточных вод (439 км<sup>3</sup>/год);  
*в* — водозабор (1) и сброс сточных вод (2) в североамериканских регионах

но в 10 раз ниже эти экологически неблагоприятные водохозяйственные показатели в северном поясе континента.

Наибольшему преобразованию подвергся речной сток в США. В центральном поясе континента среди водосборов средних и больших рек (площадью более  $2000 \text{ км}^2$ ) осталось всего пять рек (в штатах Колорадо, Юта, Монтана, Вайоминг и Айдахо), в речной сети которых еще нет плотин (W. L. Graf, 1999). Наиболее густа их сеть в восточных и юго-восточных штатах. Из соотношения среднего годового стока рек в этом поясе ( $1700 \text{ км}^3/\text{год}$ ) и суммарного объема водохранилищ и прудов следует, что среднее время пребывания воды в речной сети здесь возросло в среднем с 15—25 сут до 280 сут. Наименьшее замедление водообмена наблюдается в речной сети северо-западных и северо-восточных штатов, наибольшее — в бассейне Миссури, в предгорьях Скалистых гор и в штатах Техас, Нью-Мексико и Аризона (рис. 7.3). Техас выделяется среди американских штатов наибольшим числом техногенных водоемов (6800 водохранилищ и прудов) преимущественно противопаводкового и ирригационного назначения.

В стране со столь развитым регулированием речного стока прогнозируемые вероятные климатические его изменения в 15—20 %, по мнению В. Грэфа (W. L. Graf, 1999), будут многократно меньше тех, что вызваны работой гидроузлов, последствия которой ре-

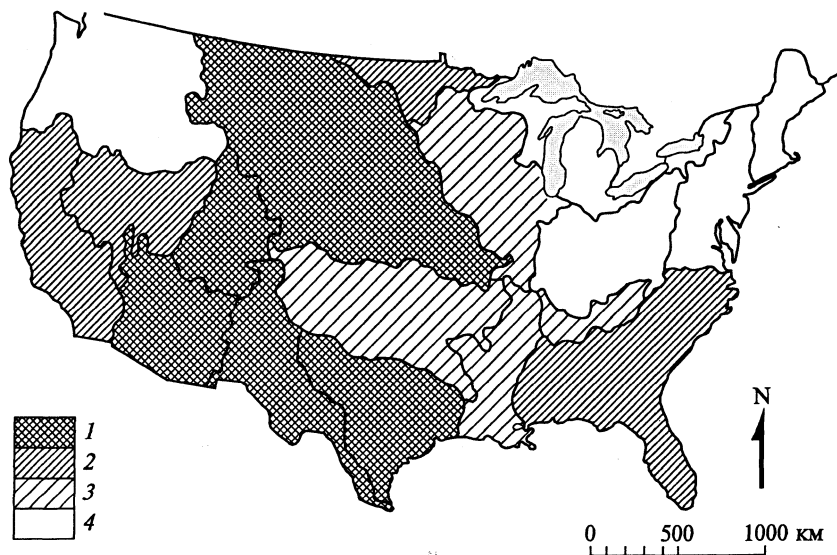


Рис. 7.3. Гидрологические регионы США с различной зарегулированностью речного стока водохранилищами (W. L. Graf, 1999).

Среднее время пребывания водных масс  $\tau$  в речной сети: 1 — 2—4 года; 2 — 1—2 года; 3 — 6—11 мес; 4 — 3—5 мес

альны, поддаются оценке и управлению. Так, по данным 20-летних исследований заилиения 1000 водохранилищ США, ежегодная аккумуляция речных наносов в них составляет  $4,2 \text{ км}^3$ . Из-за сооружения более 200 водохранилищ в бассейне р. Миссисипи сток наносов в ее низовьях сократился вдвое, а на пограничной с Мексикой р. Рио-Гранде с водохранилищем Фалькон (объем  $5,1 \text{ км}^3$ ) — в 20 раз [8].

Практически повсеместное регулирование речного стока позволило существенно увеличить природный базисный сток в США, что резко ограничило частоту и высоту наводнений, площадь затопляемых территорий. Кроме того, регулирование обеспечило орошение 30 млн га (на 25 % больше, чем в Европе, и в 3,5 раза больше, чем в Африке) и надежное водоснабжение промышленности, городского и сельского населения, а также выработку около 20 % электроэнергии на ГЭС для стабилизации энергоснабжения страны.

Ярким примером хозяйственного преобразования речного стока служит бассейн р. Колорадо. Область формирования ее стока расположена в Скалистых горах на территории штатов Вайоминг, Колорадо и Юта, а в Аризоне — область его столь полного использования, что средний расход воды в реке снижается с  $730$  до  $5 \text{ м}^3/\text{с}$  (гарантированный санитарный расход в реке по межгосударственному соглашению США и Мексики). Сток реки регулируется каскадом водохранилищ Пауелл, Мид и еще трех небольших по объему русловых водохранилищ в нижнем течении реки, а также водохранилищем Флеминг-Годж на ее самом многоводном притоке Грин-Ривер. Суммарный объем водоемов каскада составляет  $80 \text{ км}^3$  [13], что обеспечивает глубокое сезонное и многолетнее регулирование р. Колорадо. Свыше 90 % ее динамических водных ресурсов изымается на орошение, при котором  $2/3$  воды испаряется, а оставшая в виде дренажных вод возвращается в гидрографическую сеть. Самоочищение загрязненной речной водной массы особенно эффективно в водохранилище Мид благодаря соосаждению растворенных загрязняющих веществ с мелкими частицами лессовых наносов, заиливающими этот слабопроточный водоем.

Ниже, из руслового водохранилища, забирается около  $1 \text{ км}^3/\text{год}$  воды в водовод акведука «Колорадо» для водоснабжения г. Сан-Диего. Второй столь же длинный акведук «Лос-Анджелес» обеспечивает подачу приблизительно такого же количества воды горного оз. Кроули на юго-восточном склоне Сьерра-Невады в крупнейшую городскую агломерацию Калифорнии. Сложнейшая водохозяйственная система объединяет водные ресурсы р. Сакраменто, регулируемой крупным водохранилищем Шаста (объем  $5,5 \text{ км}^3$ ), р. Сан-Хоакин и других рек Калифорнийской долины. Вода в ней распределяется с помощью несколь-

ких гидроузлов, акведуков и каналов, обеспечивая водоснабжение и ирригацию этого района интенсивного земледелия.

Другим крупнейшим регионом сильного преобразования стока в Северной Америке является бассейн р. Св. Лаврентия, несмотря на гораздо большую его водообеспеченность, по сравнению с юго-западом США. Обилие и чистота воды в Великих озерах и речная магистраль к ним от Атлантического океана определили раннее заселение и мощное развитие промышленного производства в этом бассейне. На берегах крупнейшей в мире озерно-речной системы выросли многочисленные промышленные центры: Милуоки, Чикаго, Детройт, Кливленд, Буффало, Торонто, Монреаль и другие города, в которых проживает около 11 % населения континента. Объединяющий этот регион глубоководный транспортный путь имеет протяженность 2760 км. Его длина соизмерима с шлюзованной Волгой от Каспия до Рыбинского гидроузла. Океанские суда из залива Св. Лаврентия по 500-километровому эстуарию и шлюзованной реке, перекрытой гидроузлами ГЭС общей мощностью 6,5 тыс. МВт (такова примерно суммарная мощность трех ГЭС в низовьях Волжского каскада), входят в оз. Онтарио. Из него через шлюзы канала Уэлленд, огибающего Ниагарский водопад, они поднимаются в оз. Эри и далее идут до порта Дулут и Чикаго.

Эти озера служат надежным источником питьевого и промышленного водоснабжения, обеспечивают работу более двух десятков крупных АЭС и ТЭС в США и Канаде. В районе Чикаго забор озерной воды составляет порядка 20 км<sup>3</sup>/год. Приблизительно такой же объем сточных вод, образующихся в этом промышленном центре, отводится по каналу Чикаго-Иллинойс в речную систему Миссисипи, что ослабляет антропогенную химическую нагрузку на оз. Мичиган. К середине 1960-х годов стало заметным ежегодное снижение уровня воды в Великих озерах, приносящее убыток до 60 млн долл./год. Для того чтобы уравновесить водный баланс озерной системы, осуществлен проект переброски через озера Нипигон и Лонг-Лейк части стока р. Олбани объемом 5 км<sup>3</sup>/год из бассейна Гудзонова залива [13].

Несмотря на эти водохозяйственные мероприятия, наименьшее по размеру и наиболее проточное среди Великих озер оз. Эри (см. табл. 7.2) оказалось сильнее других подверженным антропогенному загрязнению. Вследствие этого возникло цветение его акватории синезелеными водорослями, резко ухудшился кислородный режим и состав ихтиофауны. Обнаружилось и сильное локальное загрязнение крупного залива Сагино в южной части оз. Гурон. Начавшееся антропогенное эвтрофирование побудило выделить необходимые средства для проведения лимнологами США и Канады пятилетних комплексных исследований Великих озер, в результате которых установлены основные источники загрязнения.



В обеих странах были приняты водоохранные законы. После введения ими жестких экономических санкций промышленным и коммунальным предприятиям стало выгоднее изменять технологию производства и строить дорогостоящие очистные сооружения, чем сбрасывать недостаточно очищенные сточные воды в Великие озера и их притоки. Продолжающийся мониторинг показывает, что к концу XX в. уже появились первые признаки восстановления природного качества воды в оз. Эри и возвращения его экосистемы из эвтрофного в мезотрофное состояние. Его водная масса используется для водоснабжения не только многочисленных прибрежных населенных пунктов, но и перебрасывается по каналу Эри в р. Гудзон для увеличения и улучшения водных ресурсов этой реки — главного источника водоснабжения крупнейшего города мира Нью-Йорка.

Основанный на тенденции развития водного хозяйства в северном, центральном и южном гидрологических поясах Северной Америки водохозяйственный прогноз [13] показывает, что водозабор к 2000 г. мог бы увеличиться на 20 % и составить  $796 \text{ км}^3/\text{год}$ . Если при этом безвозвратные потери стока возрастут до  $302 \text{ км}^3/\text{год}$  (на 35 %), то увеличение дополнительных осадков за счет хозяйственной интенсификации внутриконтинентального влагооборота должно составить до  $338 \text{ км}^3/\text{год}$ , не только с избытком компенсируя антропогенное испарение ( $104 \text{ км}^3/\text{год}$ ), но и повышая почти на 5 % базисный сток. Это несколько увеличит разбавление загрязняющих воду веществ.

## ГИДРОЛОГИЯ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

**8.1. Географические особенности формирования гидрологического цикла**

Южная Америка имеет площадь 17,8 млн км<sup>2</sup>, включая остров Огненная Земля, почти вдвое меньшую, чем Африка, и столь же вытянутую в меридиональном направлении форму. Но в отличие от Африки ширина материка в среднем в 1,5 раза меньше. В Северном полушарии его площадь многократно меньше территории, расположенной южнее экватора. В его наиболее расширенной экваториальной части находится самая обширная в мире Амазонская низменность (свыше 5 млн км<sup>2</sup>) с плоским рельефом и слабоврезанными речными долинами. Как и котловина Конго в Африке, она покрыта влажными лесами (гилея). Вместе с Ла-Платской и Оринокской низменностями она определяет сравнительно небольшую среднюю высоту южноамериканского материка (580 м), в 1,5 раза меньшую, чем высота Африки и Северной Америки. Но горная система Анд (Андийских Кордильер), простирающаяся вдоль Тихоокеанского побережья, в 1,5 раза выше, чем Североамериканские Кордильеры. Высочайших вершин (более 5000 м) в Андах 13, в Северной Америке 5, а в Африке только 3.

Горная система Анд в своей северной половине местами расчленяется на 2—3 параллельных хребта глубокими продольными долинами р. Магдалена и ее притока Каука, р. Мараньон, рек Апуримак и Урубамба, образующими р. Укаяли в верховьях Амазонки. Южнее на высоте 3500—4000 м находится плато Альтиплано, расположенное между цепями Западных и Восточных Кордильер. Это — высокогорная область внутреннего стока, включающая водосбор озерной системы Титикака—Поопо, которая замыкается депрессией крупнейшего солончака Уюни, окруженно-го пустыней. Областями внутреннего стока, кроме того, являются водосборы бессточного оз. Мар-Чикита в Пампе, р. Рио-Саладо и междуречье Рио-Негро и р. Чубут в Патагонии. Но суммарная площадь областей внутреннего стока невелика и составляет 1410 км<sup>2</sup> (8 % поверхности материка).

В Южной Америке имеется и вторая, менее высокая преграда (менее 3000 м) для внешнего влагообмена с Атлантическим океаном в виде крутого восточного склона Бразильского нагорья. Береговая линия Южной Америки длиной около 26 тыс. км, как и в Африке, слабо изрезана, но на юге Тихоокеанское побережье от залива Корковадо до мыса Горн изобилует фьордами. На северном

побережье Венесуэльский залив Карибского моря и котловина озера-лагуны Маракайбо приблизительно на 500 км вдаются в сушу между отрогами Восточных Кордильер.

Влагообмен формируется преимущественно тремя центрами давления, стационарными в течение всего года: областью пониженного давления над сильно прогретой поверхностью Амазонии и двумя антициклонами — Южно-Атлантическим и Южно-Тихоокеанским. В область низкого давления, где происходит конвективный подъем нагретого и влажного воздуха, поступают с пассатами атлантические воздушные массы. Внутритропическая зона конвергенции от центра Амазонской низменности распространяется на северо-запад в район Панамского залива и побережья Эквадора. Поэтому над большей частью материка господствует восточный перенос влаги, преградой которому служат Анды, вызывающие обильные орографически обусловленные атмосферные осадки. Они образуются также и на наветренных склонах Гвианского и Бразильского плоскогорий.

Западные ветры с Тихого океана определяют транзит влаги лишь на самом юге континента, поскольку севернее высокие Анды вызывают обильные орографические осадки и изменяют направление преобладающих ветров. Эти вдольбереговые ветры формируют холодное Перуанское течение, над которым устойчивая стратификация приземного слоя атмосферы препятствует образованию осадков и служит причиной возникновения пустыни Атакамы, подобной африканской пустыне Намиб рядом с холодным Бенгельским течением.

Среднегодовое влагосодержание тропосферы в Амазонии превышает 50 мм (столь высокое его значение зафиксировано еще лишь над теми из островов Малайского архипелага, что расположены на экваторе). К западу и югу оно убывает до 15 мм и менее над Патагонией и Огненной Землей. В среднем влагосодержание в 7-километровой толще атмосферы над Южной Америкой равно, как и над Африкой, 29 мм.

Суммарный поток океанической влаги, приходящий на территорию Южной Америки, равен в среднем 20,7 тыс. км<sup>3</sup>/год (табл. 8.1).

Транзитный поток океанической влаги здесь еще меньше, чем в Азии, и составляет лишь 18 % ее адвекции на материк из-за высокой стены Андийских Кордильер. Вследствие этого количество адвективных осадков здесь наибольшее, превышающее их величину в Азии, и даже в наиболее потенциально обеспеченной океанической влагой Африке. Суммарное испарение с территории Южной Америки такое же, как с территории Азии, которая вдвое больше. При этом более 75 % испаряющейся воды снова включается во внутриконтинентальный влагооборот в виде местных осадков, за счет чего общее количество осадков достигает 28,4 тыс. км<sup>3</sup>/год. Поверхностный сток воды в оба океана оцени-

**Структура гидрологического цикла Южной Америки с островом  
Огненная Земля**

Составляющие влагооборота	Объем воды, тыс. км <sup>3</sup> /год
Адвекция влаги с воздушными массами	20,70
Транзит влаги с воздушными массами	3,80
Адвективные атмосферные осадки	16,90
Испарение, включая потери стока в гидросети	15,18
Вклад местного испарения в транзит влаги	3,70
Атмосферный сток	7,50
Вклад испарения в осадки	11,50
Суммарные осадки	28,40
Сформированный речной сток	11,76
Речной сток в Мировой океан	11,70
Подземный сток в Мировой океан	0,38

вается в среднем в 11,7 тыс. км<sup>3</sup>/год, величиной, в 1,5 раза превышающей атмосферный сток влаги с материка. Невязка материкового водного баланса, составляющие которого приведены в табл. 8.1, около 5 % (в полтора раза меньше, чем в водном балансе Африки). Невязка баланса внешнего влагообмена этих материков больше (7 и 9 % соответственно) вследствие недостаточно густой сети аэрологических станций.

Таким образом, для южноамериканского гидрологического цикла характерен самый интенсивный внутриконтинентальный влагооборот, поскольку Южная Америка наиболее активно перехватывает поток атмосферной влаги. Этот материк особенно эффективно трансформирует адвективную океаническую влагу в речной сток, т.е. в динамические, ежегодно возобновляющиеся в количественном и качественном отношении водные ресурсы.

## **8.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих**

Особенности структуры гидрологического цикла Южной Америки приводят к тому, что удельные величины составляющих ее осредненного за многолетний период водного баланса равны, мм/год:

осадки .....	1597 (800)
испарение .....	853 (485)
сток .....	661 (315)

Они вдвое превышают соответствующие значения водно-балансовых компонент (в скобках), осредненные для всей суши в целом. Средний модуль стока равен  $21 \text{ л/(с} \cdot \text{км}^2)$  при коэффициенте стока  $\eta = 0,41 (0,40)$ .

**Атмосферные осадки.** В Южной Америке имеются два орографически обусловленных Андийскими Кордильерами максимума слоя осадков. Они находятся на западном тихоокеанском склоне горной системы. Наиболее дождливо в колумбийском селении Ллоро в бассейне р. Аtrato на  $5^\circ$  с. ш. в 200 км от берега океана у подножия Анд. Здесь осадки превышают  $13\,000 \text{ мм/год}$  — мировой максимум осадков, по Ц. А. Швер (1984). Второй максимум (более  $7200 \text{ мм/год}$ ) расположен на  $50^\circ$  ю. ш. в районе островов Веллингтон и Мадре-де-Дьос на юге чилийского побережья. В середине тихоокеанского побережья на равном удалении от обоих максимумов осадков находится Атакама со средним слоем осадков менее  $10 \text{ мм/год}$  — самое бедное осадками место в мире, где в некоторые годы их не бывает вовсе. К северу от пустыни, вплоть до экватора, на побережье наибольшие осадки в феврале — марте, а сухой сезон с мая — июня по октябрь. К югу от Атакамы, наоборот, характерен зимний максимум осадков и летний минимум в январе.

В центральной области Амазонской низменности осадки выпадают во все сезоны в виде продолжительных морозящих дождей. В широкой зоне предвосхождения потоков насыщенного влагой воздуха слой осадков увеличивается в глубь материка от  $2000$  до  $3000 \text{ мм/год}$  и в предгорьях Анд на высоте  $1200$ — $1500 \text{ м}$  достигает максимума, местами до  $5000 \text{ мм/год}$ . Выше количество осадков уменьшается (необычное для горных систем других континентов явление, называемое *обратным плювиометрическим градиентом*). Здесь пассатный поток прерывается Андами и отклоняется к северу вдоль восточных склонов горной системы, его влагонасыщенность иссякает, и на северном побережье континента слой осадков снижается до  $600 \text{ мм/год}$  с четко выраженным минимумом в зимние месяцы.

На Бразильском плоскогорье средняя величина слоя осадков варьирует от  $1200$  до  $1600 \text{ мм/год}$ , снижаясь лишь в низовьях долины р. Сан-Франсиску до более  $600 \text{ мм/год}$ . В отличие от Амазонии здесь велики как внутри-, так и межгодовая изменчивость слоя осадков, чередование многоводных и засушливых периодов различной продолжительности. Как на плоскогорье, так и в южной части Амазонской низменности, на водосборе р. Парагвай и на равнине Гран-Чако и южнее, в Пампе дождливый сезон наступает летом (декабрь — февраль), а засушливый — в мае — августе. При этом с уменьшением годового слоя осадков возрастает неравномерность их внутригодового распределения. На атлантиче-

ском побережье Амазонской низменности и в северо-восточных штатах Бразилии эти оба сезона сдвинуты на более поздние сроки до 2—3 месяцев. На побережье ее южного штата Риу-Гранди-ду-Сул, Уругвая и Аргентины (вплоть до Огненной Земли) наблюдается все четче выраженное к югу уменьшение внутригодовых колебаний суммарных месячных осадков.

Наиболее обширная засушливая область на континенте со слоем осадков 200—400 мм/год и зимним их максимумом вытянута вдоль восточного склона Анд от оз. Поопо на Альтиплано до Магелланова пролива. Она постепенно расширяется в Патагонии вплоть до берегов Атлантики к югу от 40° ю. ш. В этой области с наибольшим горизонтальным градиентом осадков нередко иссушенные фены «сондас», вызывающие оттепели и препятствующие образованию сплошного и устойчивого снежного покрова.

**Испарение.** Величина годового слоя испарения, так же как и осадков, неравномерна на территории континента. Наибольшая его интенсивность 1200—1300 мм/год характерна для центра и низовьев бассейна Амазонки, где ее колебания в течение года практически отсутствуют. По периферии бассейна годовой слой испарения уменьшается в соответствии со снижением количества осадков, а минимум испарения наблюдается в сухой сезон. На северо-восточном побережье хорошо выражен весенний максимум испарения. Минимально испарение в пустыне Атакама и областях внутреннего стока, где слой испарения либо равен слою осадков, либо несколько меньше. Он близок по величине слою испаряемости: от 150—200 мм/год в Патагонии до 500—600 мм/год на побережье Тихого океана, где максимум испарения приходится на декабрь—февраль. Лишь на избыточно увлажненной южной части континента испарение снижается до 400 мм/год и менее вследствие недостатка тепловых ресурсов, свойственного высоким широтам, а его наибольшее значение смещается на октябрь—декабрь.

**Речной сток.** Самый высокий слой стока (свыше 5000 мм/год при коэффициенте стока  $\eta > 0,6$ ) — в верховьях бассейна колумбийской р. Аtrato, впадающей в залив на юге Карибского моря. Здесь, по видимому, находится и мировой максимум слоя поверхностного стока. В области южной зоны максимальных осадков сток с горных водосборов малых чилийских рек меньше (более 3000—4000 мм/год), хотя  $\eta = 0,6—0,8$ . В бассейне Амазонки наиболее значителен сток в предгорьях Анд (1500—3000 мм/год) с  $\eta > 0,4—0,6$ , в межгорных долинах ее истоков он значительно меньше (400—600 мм/год). В равнинной части бассейна из-за интенсивного испарения коэффициент стока менее 0,4, поэтому и слой стока не более 1000 мм/год.

В бассейне р. Ориноко средний многолетний слой стока варьирует в широком диапазоне — от менее 100 мм/год (в низовьях реки, в котловине Маракайбо, где  $\eta < 0,2—0,4$ ) до 800—1000 мм/год (на склонах Анд) и 2000—3000 мм/год (на наветренных северных

и восточных склонах Гвианского плоскогорья). Здесь значение  $\eta$  увеличивается до 0,6 и более. На Бразильском плоскогорье слой стока снижается с запада на восток от 1000 до 5—10 мм/год в районе водохранилища Собрадиньо на р. Сан-Франсиску, где  $\eta$  менее 0,05. Вдоль побережья Атлантики с увеличением осадков слой стока становится больше (400—600 мм/год) и  $\eta$  превышает 0,2—0,4. В засушливых областях Южной Америки (южная часть Альтиплано, Гран-Чако, Пампа) слой стока менее 100 мм/год (при  $\eta$  от 0,10 до 0,01 и менее). В Атакаме и местами в Патагонии сток менее 5 мм/год при коэффициенте стока не более 0,05.

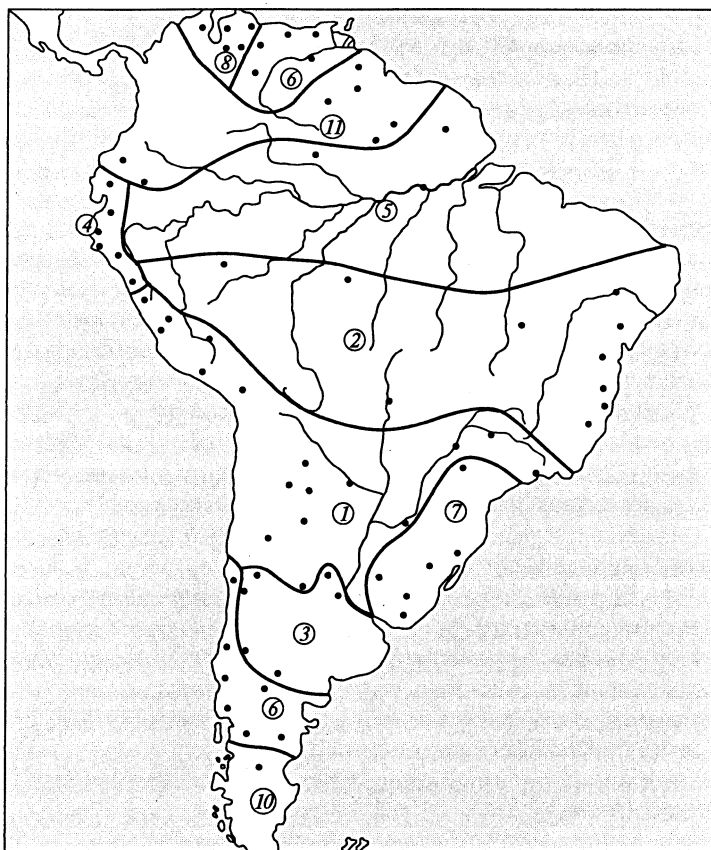
Среднее значение коэффициента стока со всего материка равно 0,41 и практически совпадает со среднемировым его значением. При этом изменчивость годового стока наименьшая ( $Cv = 0,04$ ) среди материков, что определяется в данном случае не столько асинхронностью стока рек водосборов Тихого и Атлантического океанов, сколько малой межгодовой изменчивостью стока ( $Cv = 0,05$ ) самой большой реки в мире — Амазонки, особенно многоводной с конца 30-х до середины 50-х годов XX в.

**Водообеспеченность территории.** Она весьма неравномерна, а ее площади с избытком водных ресурсов рек соизмеримы с площадями их дефицита. Наиболее велик избыток влаги на склонах Колумбийских Анд: на западном до 3000—5000 мм/год и до 1500—2000 мм/год на восточном, в верховьях притоков и в среднем течении Амазонки. Второй столь же избыточно увлажненный регион находится на Тихоокеанском побережье южнее 40° ю. ш. Две области наибольшего дефицита водных ресурсов (до -1000 мм/год) расположены в узкой прибрежной полосе Перу и Чили между 13 и 30° ю. ш. и в более широкой полосе за Андами, в предгорных участках водосборов оз. Мар-Чикита и рек Рио-Саладо, Рио-Колорадо и Рио-Негро на западе Аргентины (27—43° ю. ш.). Величина дефицита водных ресурсов в обеих областях (в том числе в Атакаме, пересекаемой р. Лоа) приблизительно вдвое меньше, чем в аравийских пустынях, в Сахаре, австралийских пустынях, на берегах Калифорнийского залива. Она сопоставима с наибольшим дефицитом лишь в европейской Мурсии на юго-востоке Пиренейского полуострова.

Наиболее благоприятные территории по водообеспеченности сельского хозяйства занимают почти целиком водосборы Ла-Платы и Ориноко, а также наиболее крупных озер континента.

### 8.3. Региональные особенности речного стока

Территория континента подразделяется на 11 гидрологических районов (рис. 8.1), для 10 из которых рассчитаны средние месячные доли стока в его годовой величине. Они показаны на рис. 8.1, б



*a*

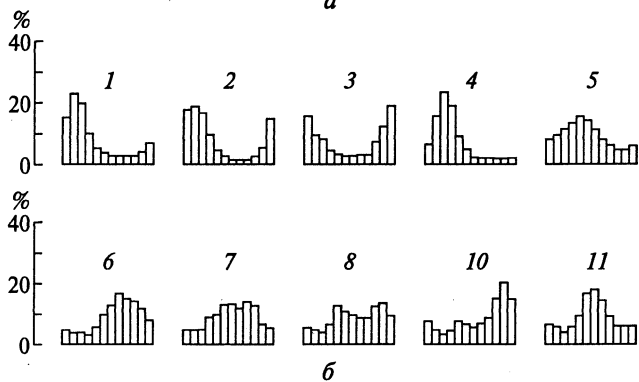


Рис. 8.1. Районирование Южной Америки по внутригодовому распределению стока рек (В.А. Жук, К.Ф. Ретейом, Л.П. Чуткина, 1983):

*a* — сеть учтенных 76 пунктов наблюдений (показаны точки) и границы районов (район 9 на схеме отсутствует); *b* — осредненные гидрографы в пределах районов (1—8 и 10—11)



в виде обобщенных гистограмм (ее нет для района 9, не имеющего четкой локализации и отсутствующего на рис. 8.1, а).

1. Срединный район (от верховьев бассейна р. Парана до побережья южной части Перу, включая равнину Гран-Чако), в котором многоводный летне-осенний период дождевого стока имеет максимум в феврале и сменяется продолжительным маловодным зимне-весенним сезоном в июне—октябре ( $Rey$ ) с базисной долей стока  $\varphi = 0,32$ . Модуль стока взвешенных наносов  $m_n$  преимущественно изменяется в пределах 100—200 т/(км<sup>2</sup>·год) в зависимости от степени сельскохозяйственного освоения ландшафтов и зарегулированности стока водохранилищами в бассейне Параны [8]. В заболоченных верховьях р. Парагвай его величина снижается до менее 50 т/(км<sup>2</sup>·год). На пустынных западных склонах Центрально-Андийского нагорья рек практически нет. Сухие русла в ущельях в редкие дожди не доносят воду до океана, которая расходуется на фильтрацию и орошение, начиная с высоты 4000 м. Пустыню Атакама пересекает р. Лоа, существующая благодаря водообильным подземным источникам в предгорьях (лоанский тип водного режима U, по М. И. Львовичу).

2. Центральный район (Бразильское плоскогорье и сельва в долинах правых притоков Амазонки), где дождевое половодье выражено четче, а зимне-весенняя межень имеет еще меньшую водность ( $Rey$ ), поэтому базисный сток рек в 1,5 раза меньше ( $\varphi = 0,21$ ). В районах с наибольшими площадями пашен и пастбищ сток наносов достигает 200 т/(км<sup>2</sup>·год) и более.

3. Североаргентинский район (преимущественно Пампа), где максимум многоводного сезона смещен на декабрь, а маловодье длится полгода (с апреля по сентябрь). Тип водного режима рек здесь (по М. И. Львовичу), тот же ( $Rey$ ), что и в расположенном севернее Срединном районе, но доля базисного стока в среднем по району выше ( $\varphi = 0,40$ ) вследствие регулирования стока болотами в восточной влажной Пампе. В западной сухой Пампе реки менее водоносны и многие из них в маловодный сезон пересыхают. Относительно невелик сток наносов —  $m_n \leq 50$  т/(км<sup>2</sup>·год), тогда как во влажной Пампе на степных черноземах, распаханых под посев пшеницы, эрозия значительна и модуль стока наносов превышает 200 т/(км<sup>2</sup>·год).

4. Тихоокеанский район (побережье северной части Перу и Эквадора), в котором короткие горные многоводные реки с ледниковым питанием имеют преимущественно дождевое половодье в феврале—апреле, а в конце года 5-месячную низкую межень ( $RxAy$ ) и потому малый базисный сток ( $\varphi = 0,26$ ). Диапазон и изменчивость стока речных наносов особенно велики — до 5000—10 000 т/(км<sup>2</sup>·год) не только из-за большой крутизны склонов и обильных осадков, но и вследствие земледелия (здесь находится крупнейший его очаг в Андах), а также оползней и селей, нередко катастрофических.

5. Амазонский район (столь же обширный, как и Центральный район), в котором густая речная сеть, состоящая из низовьев главных притоков Амазонки и их притоков высших порядков. Половодье их чисто дождевое и продолжительное (полугодие с февраля по июль) сменяется менее водным периодом с минимумом стока в октябре—ноябре ( $R_{ay}$ ) с  $\varphi = 0,32$ . Вследствие заболоченности водосборов сток наносов, представленный преимущественно глинистыми и органическими частицами, мал и  $m_n \approx 20$  т/(км<sup>2</sup>·год) и менее в низовьях реки. Многократный круговорот испаряющихся осадков в пределах Амазонской низменности ведет к тому, что формируется необычная влажная континентальная воздушная масса. Вода выпадающих из нее осадков имеет минерализацию примерно вдвое меньшую по сравнению со средней минерализацией океанических осадков, выпадающих в других районах Земли, т.е. не 6—9 мг/л, а около 3 мг/л. Поэтому многие реки, формирующие свой сток в центре Амазонии, имеют водные массы с минимальной минерализацией, не встречающейся в других речных бассейнах мира.

6. Оринокский район представлен на схеме рис. 8.1 двумя подрайонами — Оринокской низменностью в Северном полушарии и Северной Патагонией в Южном. В обоих подрайонах максимум стока — в августе и минимум в апреле, поэтому значения их месячного стока имеют тесную статистическую связь ( $r > 0,8$ , Жук, Ретеюм, Чуткина, 1983). Однако в первом подрайоне половодье осеннее ( $R_{ay}$ ), а во втором весеннее ( $R_{py}$ ). Базисный сток из-за относительно низкой межени мал ( $\varphi = 0,24$ ). Модуль стока наносов в этих подрайонах варьирует от 50 до 200 т/(км<sup>2</sup>·год) и более в зависимости от различий уклонов и степени сельскохозяйственной освоенности ландшафтов.

7. Уругвайский район включает территории Уругвая и южных штатов Бразилии. В нем реки имеют растянутый 5-месячный многоводный зимне-весенний период ( $R_{xhy}$ ) с невысоким базисным стоком ( $\varphi = 0,31$ ). Условия формирования стока наносов и диапазон его удельных величин здесь и в районе 6 сходны.

8. Карибский район (водосборы Венесуэльского залива и Маракайбо), отличающийся двувершинным (летним и осенним) многоводным периодом с поздним максимумом стока в ноябре и его минимумом в марте. Тип водного режима — нечетко выраженный  $R_{xay}$  с небольшой долей базисного стока ( $\varphi = 0,34$ ). Отличается район и повышенным стоком наносов —  $m_n = 200—500$  т/(км<sup>2</sup>·год), главным образом из-за перевыпаса скота на склонах Карибских Анд.

10. Патагонский район (юг континента, где областью формирования речного стока служат Анды), в котором реки имеют смешанное (дождевое и снежно-ледниковое) питание. На западном склоне хребта они коротки и многоводны, а на восточном, прак-

тически бесприточны в пределах Патагонского плато и протекают транзитом в каньонообразных долинах. Тип их водного режима гхру с поздним максимумом весеннего половодья (в ноябре) и минимумом в марте. Здесь самая высокая среди южноамериканских рек доля базисного стока 0,51, обусловленная преобладанием жидких осадков в зимний, летний и осенний сезоны. Реки тихоокеанского склона очень мутные и имеют значения  $m_n$ , по-видимому, не менее 1000 т/(км<sup>2</sup>·год), а на противоположном склоне — не более 500 т/(км<sup>2</sup>·год), тогда как на почти бессточной поверхности плато  $m_n$  не более 20 т/(км<sup>2</sup>·год) [8].

**11.** Колумбийско-Гвианский район (охватывающий территорию Колумбии и Гвианского плоскогорья), где реки имеют многоводный летний сезон и достаточно высокий сток в продолжительный (7-месячный) маловодный период (Rey) с  $\varphi = 0,45$ . Как и в районе 4, здесь диапазон изменчивости модуля стока наносов крайне велик — от 50 т/(км<sup>2</sup>·год) на наименее увлажненных юго-западных склонах плоскогорья до нескольких тысяч тонн наносов с 1 км<sup>2</sup> в год на самых увлажненных северо-западных склонах Колумбийских Анд.

Вследствие особенно большого водного стока, значительной его пространственной неоднородности, как и рельефа Южной Америки, растительного покрова, диапазон модуля стока наносов составляет от 5 до 5000 т/(км<sup>2</sup>·год) в отдельных речных бассейнах. Среднее значение модуля стока наносов для материка равно 137 т/(км<sup>2</sup>·год), что на 16 % больше среднего значения для всей суши. При этом он в 1,5 раза меньше, чем в Азии, несмотря на вдвое больший средний слой годового стока, что объясняется в основном меньшим хозяйственным освоением этого континента [8].

Базисный сток рек Южной Америки равен 4120 км<sup>3</sup>/год, что составляет в среднем 35 % динамических водных ресурсов континента.

#### **8.4. Экваториальная трансформация стока Амазонки**

Если за исток Амазонки принять верховья р. Апуримак (она входит в состав речной сети р. Укаяли) и стекает с восточных склонов вершины Коропуна (6425 м) в Перуанских Андах, то длина величайшей из рек мира составляет около 7000 км при площади водосбора 6915 тыс. км<sup>2</sup>. От места слияния рек Укаяли и Мараньон Амазонка (до впадения в нее Риу-Негру) имеет местное название Солимойс (рис. 8.2).

Сложнейшая речная сеть Амазонки с 13 крупнейшими ее притоками (их водный сток гидрометрически не изучен и оценен приближенно по карте Атласа МВБ [17]) завершается обширной мно-

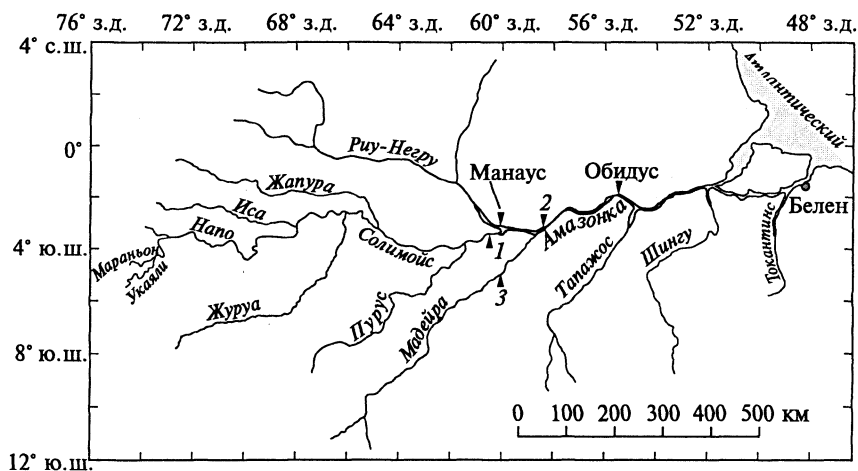


Рис. 8.2. Речная сеть в среднем и нижнем течении Амазонки. Гидрометрические створы:

1 — Солимоис—Манакапуру; 2 — Амазонка—Итакоатиара; 3 — Мадейра—фа-занда Виста Алегре

горукавной дельтой (табл. 8.2). Между бассейнами Амазонки и Ориноко имеется водообмен по руслу р. Касикьяри: во время половодья на Ориноко часть стока ее верховьев поступает по руслу этой реки в речную сеть Риу-Негру, а в многоводный период в бассейне Риу-Негру некоторая часть стока из его верховьев стекает по Касикьяри в Ориноко.

Таблица 8.2

Главные притоки Амазонки, их площадь водосбора  $F$  и вклад (%) в водный сток реки [9]

Левые притоки				Правые притоки			
Название	$F$ , тыс. км <sup>2</sup>	Сток		Название	$F$ , тыс. км <sup>2</sup>	Сток	
		км <sup>3</sup> /год	%			км <sup>3</sup> /год	%
Укаяли	375	397	6	Мараньон	350	491	7
Напо	106	205	3	Жавари	91	134	2
Иса	123	226	3	Журуа	224	287	4
Жапура	282	564	8	Пурус	365	397	6
Риу-Негру	691	923	13	Мадейра	1391	961	14
				Тапажос	487	488	7
				Шингу	513	504	7
				Токантинс	770	529	8

Данные табл. 8.2 показывают, что водоносность Амазонки превышает 6,1 тыс. км<sup>3</sup>/год (около 200 тыс. м<sup>3</sup>/с), и характеризуют следующие особенности формирования структуры ее стока:

1. В среднем течении водоносность Амазонки увеличивается втрое (с 13 до 39 %) и ее речная водная масса (РВМ) представляет собой смесь сформированных преимущественно в Андах и их предгорьях РВМ Укаяли, Мараньона, Жапуры, Пуруса и других рек. Их воды насыщены тонкой взвесью, из-за чего РВМ Солимоиса называют «белыми водами».

2. В районе г. Манаус в реку впадает Риу-Негру, самый крупный из левых притоков. Очагом формирования его стока служит экваториальная плоская часть Амазонской низменности, отличающаяся сильной заболоченностью гилейных лесов, особенно интенсивным местным гидрологическим циклом и наибольшим временем пребывания поверхностных вод на водосборе. Вследствие этого минерализация воды минимальна (с электропроводностью 5—6 мкСм/см, т. е. ниже, чем у атмосферных осадков океанического происхождения), она отличается низким рН и большим содержанием органических веществ. РВМ Риу-Негру, состоящую из такой воды, из-за ее высокой цветности называют «черной водой». Она увеличивает водоносность Амазонки на 38 %; еще сильнее трансформирует ее сток, придавая ее водному режиму черты, свойственные экваториальным равнинным рекам.

3. В нижнем течении Амазонка на большом протяжении имеет русло с двумя постепенно смешивающимися потоками (втрое более мощной струей «белой воды» у правого берега и потоком «черной воды» вдоль левого). Она принимает здесь крупнейший приток — р. Мадейра (ее водоносность почти как у Янцзы, а площадь водосбора как у Волги), что увеличивает сток главной реки до 66 % всей ее водоносности. В гидрометрическом створе у г. Обидус в 870 км от устья (площадь водосбора 4,92 млн км<sup>2</sup>, по R. H. Meade et al., 1991) ее сток достигает 70 %. По данным эпизодически измерявшихся расходов воды в 1963—1967 гг., здесь Амазонка сужается до 2,2 км, имеет небольшой для крупных и незарегулированных рек размах внутригодовых колебаний уровня (до 6 м) и очень глубокая. В поперечном створе средняя глубина реки 41—48 м, средняя скорость течения от 0,8 до 2,1 м/с при расходе воды 100—250 тыс. м<sup>3</sup>/с. По наблюдениям Роберта Мида (R. H. Meade, 1994), в этом створе мутность воды в 3—4 раза выше у правого берега (более 300 г/м<sup>3</sup>), где доля «белых вод» Мадейры больше, чем у левого, а сток взвешенных наносов составляет в среднем 1100—1300 млн т/год. Ниже устья притока Шингу, который вместе с р. Тапажос еще на 14 % (как и Мадейра) увеличивают водные ресурсы Амазонки, начинается устьевая область реки. В ее самую крупную протоку Пара впадает р. Токантинс — второй приток по площади водосбора (после Мадей-

ры) и четвертый по водному стоку, уступающий лишь Мадейре, Риу-Негру и Жапуре (см. табл. 8.2).

Сглаживанию внутригодовых колебаний водности Амазонки способствует противофазность стока не только в верховьях (с максимумом в ноябре — декабре за счет дождевого и снего-ледникового питания) и низовьях (на Тапажосе он в апреле), но и правобережных и левобережных притоков — на Мадейре максимум стока в январе — марте, а на Риу-Негру он в августе — сентябре. Вследствие крайне малых уклонов в реке и ее притоках в пределах Амазонской низменности (на Солимоисе среднегодовой уклон уменьшается с 0,06 до 0,02 ‰) и неодновременности половодий на главной реке и ее притоках возникают протяженные зоны подпора. Так, в половодье на р. Пурус, пик которого наступает на два месяца раньше, чем на главной реке, в русле Солимоиса образуется зона подпора протяженностью более 150 км (об этом свидетельствует петлеобразная форма кривой  $Q(H)$  на этом участке Амазонки). Во время половодья на Солимоисе подобное явление зафиксировано в русле Пуруса в 390 км от устья этого притока. Подпор по Мадейре распространяется вверх по течению еще выше — на 460 км, при этом скорость течения в ее русле уменьшается с 2 до 0,3 м/с.

Колебания уровня на водомерном посту Риу-Негру — Манаус (в 17 км выше места впадения этого притока в Амазонку) из-за его подпора характеризуют изменения стока Амазонки, а не Риу-Негру. Анализ колебаний максимальных годовых уровней воды за период 1903 — 1980 гг. в диапазоне  $\pm 2$  м показал отсутствие тренда стока Амазонки даже в последние 40 лет, когда увеличилась вырубка амазонских лесов (R. H. Meade et al., 1991).

Амазонка испытывает комбинированный подпор преимущественно «белыми» РВМ Мадейры и «прозрачными» РВМ Тапажоса и Шингу, пик половодья которых приблизительно на два месяца раньше наступления максимума стока в главной реке (рис. 8.3). Поэтому он в Обидусе наблюдается раньше, чем в ство-

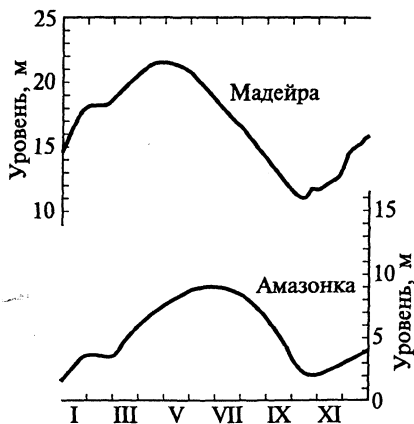


Рис. 8.3. Ход ежедневного уровня воды с января по декабрь в среднемводном 1977 году над нулем водомерных постов р. Мадейра — фазенда Виста Алегре и р. Амазонка — Итакоатиара ниже устья Мадейры

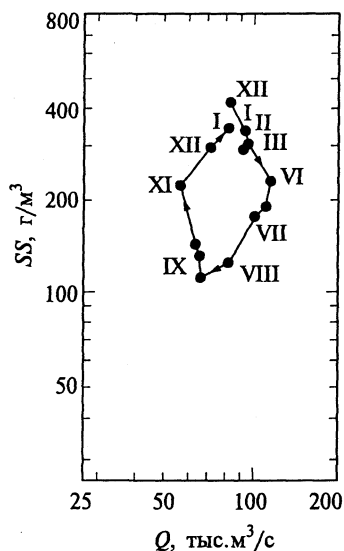


Рис. 8.4. Ромбовидная зависимость между концентрацией взвешенных веществ,  $\text{г/м}^3$ , и расходом воды  $Q$ , тыс.  $\text{м}^3/\text{с}$ , в створе Солимоис—Манакапуру (точками обозначены измеренные значения  $Q$  и  $SS$ , римскими цифрами — месяцы 1982—1984 гг., в которые выполнены измерения) (R. H. Meade et al., 1991)

ре Солимоис—Манакапуру, расположенном в 750 км выше по течению (выше устья Риу-Негру). Из-за подпора в многоводную фазу стока на многих участках среднего и нижнего течения Амазонки ширина затопления ее поймы, заросшей гилейными лесами, достигает 10—15 км, а местами до 100 км. В результате сток Амазонки характеризуется своеобразной ромбовидной формой связи между расходом воды и концентрацией взвешенных веществ (рис. 8.4). В середине фазы подъема половодья вследствие седиментации глинистых и илстых частиц на заросшей пойме со скоростью до 8 мм/год происходит снижение концентрации взвесей вдвое. В первую половину фазы спада половодья мутность снижается еще в 2 раза, а во вторую половину начинает вновь увеличиваться из-за береговой эрозии древних тонкодисперсных аллювиальных отложений, размываемых сливающейся с поймы «прозрачной» водой. Объем этой водной массы в русле увеличивается благодаря стоку осветленной седиментацией в приустьевых пойменных озерах РВМ не только Тапажоса и Шингу, но и многих притоков меньшего размера.

Таким образом, в Амазонке доля транзитного стока наносов, т. е. частиц, образовавшихся в верховьях бассейна и снесенных водой в тот же год в океан, невелика. В этом причина малой межгодовой изменчивости стока наносов. Сток же влекомых наносов, по-видимому, значителен, так как в низовьях реки возникли песчаные гряды длиной 180 м и высотой до 8 м, которые все время перемещаются, препятствуя развитию донной фауны\*. Малые уклоны в низовьях Амазонки способствуют распространению вверх по ее руслу обрушивающихся с грохотом морских приливных волн (местное название бора *поророко*), высота которых у г. Белен (см. рис. 8.2) достигает 4,6 м.

\* Монин А. С., Гордеев В. В. Амазония. — М.: Наука, 1988.

По оценке Роберта Мида (1991), до 30 % стока Амазонки проходит по густо заросшей пойме. Из-за большой ее наносоудерживающей способности концентрация взвешенных веществ в водной массе Амазонки снижается до  $190 \text{ г/м}^3$  (J. D. Milliman et al., 1995).

Однако вследствие огромной ее водоносности сток наносов составляет около 360 млн т/год, уступая в 4,5 раза стоку взвешенных наносов р. Хуанхэ, Ганга с Брахмапутрой и Янцзы. Средняя минерализация водной массы Амазонки около 40 мг/л. Вода кремнеземно-гидрокарбонатно-кальциевая с относительно большим содержанием хлора. О различии составов исходных водных масс в речной сети и самой Амазонки в створе у г. Обидус можно судить по данным табл. 8.3.

«Черные воды» от темно-оливкового до кофейного цвета, судя по значениям перманганатной окисляемости (определения Н. Sioli, 1951, цит. по Р. Келлер, 1965), содержат в 3—13 раз больше ра-

Таблица 8.3

Состав разнотипных водных масс Амазонки (О.А.Алекин, 1970; K. Furch, 1984; J. E. Richey et al., 1986; А. С. Монин, В. В. Гордеев, 1988)

Характеристика	«Белые воды»	«Черные воды»	«Прозрачные воды»	Амазонка — Обидус
Электропроводность, мкСм/см	57	9,0	13,9	—
$\Sigma$ и, мг/л	—	—	—	30
pH	6,9	5,1	4—5	—
Прозрачность ( <i>SD</i> ), м	0,6	—	1,7	—
SiO <sub>2</sub> , мг/л	4,0	2,0	2,5	—
Ca, мг/л	7,2	0,21	1,17	5,4
Mg, мг/л	1,1	0,11	0,4	0,5
Na, мг/л	2,3	0,38	—	3,3
K, мг/л	0,9	0,33	—	—
HCO <sub>3</sub> , мг/л	4,1	8,6	8,3	18,1
SO <sub>4</sub> , мг/л	—	—	—	0,8
Cl, мг/л	3,1	1,7	1,7	2,6
Фосфор общий, мкг/л	105	25	13,4	—
Фосфор минеральный, мкг/л	11,6	5,8	1,0	—
Тонкая взвесь (< 63 мкм), г/м <sup>3</sup>	20—770	1—10	1—20	55—150
Грубая взвесь (> 63 мкм), г/м <sup>3</sup>	40—205	Нет	Нет	—

Примечание. Значения электропроводности ультрапресной воды приблизительно равны величине ее минерализации  $\Sigma$ и, мг/л.



створенных органических веществ, чем «прозрачные воды» светло-зеленого цвета.

Наиболее биологически продуктивны «прозрачные воды», наименее — «черные» (А. С. Монин, В. В. Гордеев, 1988). При этом водная флора и фауна Амазонки очень своеобразна. Например, в «белых» и «прозрачных» водах распространены обширные сплавины (*плавучие луга*), которые особенно богаты фауной беспозвоночных как по биомассе, так и по разнообразию видового состава. Они служат главной кормовой базой рыб, более многочисленных в пойменных протоках и озерах, чем в русле. Среди рыб, общее число видов которых превышает 2000, наиболее знаменита *пиранья*, рыбка до 35—60 см длиной с пилообразными, острыми как бритва зубами. Она образует крупные стаи и очень агрессивна, из-за чего купанье в реке крайне опасно. Знамениты своими размерами макрофиты. Например, грузоподъемность листьев *кувшинки виктории* двухметрового диаметра достигает 35 кг. Они имеют сверху зеленый, а снизу ярко-пурпурный цвет. В реке и ее притоках обитают гигантские речные черепахи, а также самые крупные пресноводные животные: растительноядные млекопитающие *амазонские*, или *бескопытные ламантины* (водные коровы) из отряда *сирен* и два вида пресноводных дельфинов (*иния* длиной до 2,5 м и массой до 130 кг и меньшего размера *тукаш*), питающиеся ракообразными, моллюсками и рыбой. Инии разгоняют стаи пираньи, а при появлении длинноклювых тукашей крокодилы уходят под воду. От устья р. Шингу берега проток в крупнейшей в мире устьевой области Амазонки (около 100 тыс. км<sup>2</sup>) обрамлены мангровыми зарослями (И. В. Самойлов, 1952).

## 8.5. Водные ресурсы и их хозяйственное преобразование

Наибольшими водными ресурсами в Южной Америке характеризуются ледники — 13,1 тыс. км<sup>3</sup>, 97 % которых составляют горно-покровные, сложно-долинные и каровые ледники Анд. В Боливии и Южном Перу — это высокогорные ледники, а в Южном Чили они спускаются до уровня океана, где формируют айсберги. Остальные водные ресурсы ледников (3 %) находятся на островах архипелага Огненная Земля [18].

**Водные ресурсы озер.** В Южной Америке они в 20 раз меньше, чем в Азии, Африке или Северной Америке, и состоят приблизительно из 1500 км<sup>3</sup> пресной воды, которая содержится в горных озерах Анд. Кроме того, около 1600 км<sup>3</sup> пресной и соленой воды находится в озере-лагуна Маракайбо и в других лагунах прибрежной акватории Атлантического океана.

Самое крупное среди высокогорных озер мира оз. Титикака, расположенное на границе Перу и Боливии в центре Альтиплано на высоте 3812 м, имеет объем 893 км<sup>3</sup>, глубину 281 м и площадь 8,37 тыс. км<sup>2</sup> (по объему и глубине оно почти равно Ладожскому озеру при вдвое меньшей акватории). Зимой это пресное мономиктическое озеро перемешивается до дна при температуре воды около 11 °С и его водная масса, имеющая прозрачность  $SD = 10$  м, насыщается кислородом до 7 мг/л, что соответствует примерно 80 % насыщения. К концу лета (в марте) вдвое менее прозрачная вода в эпилимнионе прогревается до 15 °С, а слой скачка заглубляется до 80 м, под которым содержание O<sub>2</sub> снижается до 2 мг/л, что указывает на высокую трофность рыбопродуктивной экосистемы. Из-за малости удельного водосбора ( $\varphi = 4$ ) и уникального географического положения (субэкваториальная высокогорная полупустыня) озеро испаряюще-приточное. В структуре его водного баланса приток воды с водосбора в 1,5 раза превышает объем дождевой воды, поступающей на акваторию, а испарение с нее в 20 раз больше стока озерной водной массы, стекающей по р. Десагуадеро длиной 290 км (расход не более 20 м<sup>3</sup>/с) в соленое бессточное оз. Поопо. Его акватория площадью 2,6 тыс. км<sup>2</sup> обрамлена зарослями макрофитов, средняя глубина около 1 м, наибольшая 5 м. Титикака имеет очень важное значение для водного хозяйства Альтипланы, так как водные ресурсы озера используют в земледелии, требующем орошения, а также для питьевого и промышленного водоснабжения. Богатые рыбные ресурсы улучшают питание местного населения, а судоходство обеспечивает транспортную связь Боливии с Перу.

Остальные крупные высокогорные озера (табл. 8.4) расположены вдоль границы между Чили и Аргентиной. Самое северное из них оз. Науэль-Уапи, как и Титикака, незамерзающее, мономиктическое с температурой 7 °С зимой в фазу полной конвективной циркуляции и не более 16 °С летом в эпилимнионе тол-

Таблица 8.4

**Морфометрические характеристики крупнейших озер Южных Анд**  
(С. Е. Herdendorf, 1982, Data Book of World Lake Environments, 1993)

Название озера	Южная широта	Объем, км <sup>3</sup>	Площадь, км <sup>2</sup>	Максимальная глубина, м
Науэль-Уапи	40°58'	≈ 65	646	438
Буэнос-Айрес	46°30'	330	2220	480
Сан-Мартин	48°52'	≈ 50	1010	170
Вьедма	49°35'	—	1090	—
Лаго-Архентино	51°13'	≈ 140	1410	300

щиной до 100 м. Отмечены признаки начинающегося эвтрофирования заливов этого и остальных глубоководных олигомиктических озер Южных Анд вследствие начавшегося здесь развития летней рекреации и горнолыжного спорта.

Кроме высокогорного обширного соленого оз. Поопо, среди солончаковых болот западной части Ла-Платской низменности находятся мелководные бессточные озера меньшего размера. Наиболее обширно оз. Мар-Чикита, питаемое р. Рио-Дульсе, которая пересекает южный район равнины Гран-Чако. Площадь этого озера 1850 км<sup>2</sup>, а глубина не более 4 м.

Крупнейшее озеро-лагуна Маракайбо имеет площадь 16,3 тыс. км<sup>2</sup> и объем около 1600 км<sup>3</sup>. Его котловина глубиной до 250 м соединяется с Венесуэльским заливом узким проливом глубиной 2—4 м. Судовой ход для танкеров, вывозящих добываемую с платформ, насыпных островов и вдольбереговой равнины нефть крупнейшего в Южной Америке ее месторождения, поддерживается землечерпанием. Лагуна загрязняется нефтепродуктами и бытовыми отходами. Из-за углубления пролива увеличился заток морской воды в придонные слои озера. Поэтому водоем — меромиктический, с тонким слоем пресной воды поверх толстого соленого слоя, полностью лишенного растворенного кислорода. Все утончающийся миксолимнион, формируемый стоком р. Санта-Ана и нескольких малых рек, сильно прогревается (в котловине Маракайбо наивысшая на континенте среднегодовая температура воздуха 28,5 °С) и «цветет», из-за чего вода поверхностного слоя, содержащая большое количество фитопланктона, непрозрачна.

Эвтрофирование экосистемы лагуны из-за ее загрязнения и использование пресной воды Маракайбо для орошения окружающих сельхозугодий создают сложнейшую экологическую проблему Южной Америки, которая по значимости уступает только проблеме вырубки лесов в Амазонии. Сокращение их площади может привести к непредсказуемым последствиям в случае нарушения внутриконтинентального влагооборота.

На южном побережье Бразилии и Уругвая находятся две крупнейшие в мире лагуны Патус (10 140 км<sup>2</sup>) протяженностью 240 км и глубиной до 5 м и Лагса-Мирим (2970 км<sup>2</sup>) глубиной до 10 м, соединенные протокой Сан-Гонсалу. Они периодически осолоняются через протоки в песчаных косах, отделяющих хорошо прогревающиеся, богатые устрицами, крабами и рыбой лагуны от Атлантического океана.

**Водные ресурсы рек и водохранилищ.** Водные ресурсы Амазонки намного больше, чем в любой из рек мира, и приблизительно составляют 6930 км<sup>3</sup>/год (оценка выполнена с использованием данных нескольких измерений расхода воды в створе г. Обидус и величины ее притока с нижележащего водосбора, рассчитанной по среднему на его площади слою стока на карте Атласа) [17].

С учетом высокоточных измерений в створе Амазонка — Обиду семи расходов воды (погрешность не более 5 % при  $p = 95$  %) в различные фазы водного режима 1982 — 1984 гг. (J. E. Richey et al., 1986) и колебаний ежесуточных значений уровня воды, а также водоносности р. Токантинс, принятой равной 350 км<sup>3</sup>/год, водные ресурсы Амазонки составляют 6650 км<sup>3</sup>/год, всего на 4 % меньше величины, указанной в [9]. По водоносности Амазонка значительно превосходит крупнейшие реки других континентов: она больше Конго в 5 раз, Янцзы — в 7, Миссисипи — в 13 и Волги — почти в 30 раз.

Из-за громадных размеров Амазонки объем русловой сети всех рек Южной Америки составляет около 1000 км<sup>3</sup>, что превышает почти вдвое объем азиатской речной сети и в 4—5 раз североамериканской и африканской. Поэтому среднее время смены динамических водных ресурсов, равных 11,76 тыс. км<sup>3</sup>/год (см. табл. 8.1), в речной сети Южной Америки в 2—3 раза больше, чем на других континентах, и составляет в среднем более 30 сут.

В Южной Америке более 75 % динамических водных ресурсов сконцентрировано всего в 11 речных системах, с очагами формирования стока преимущественно в экваториальном поясе. Их можно подразделить по водоносности [9] на четыре группы:

- I — со стоком около 7000 км<sup>3</sup>/год: Амазонка (6930);
- II — со стоком 700—1000 км<sup>3</sup>/год: Ориноко (914), Парана с Уругваем (725);
- III — со стоком 100—250 км<sup>3</sup>/год: Магдалена (258), Сан-Франсиску (120);
- IV — со стоком 30—70 км<sup>3</sup>/год: Эссекибо (69), Марони (63), Корантеин (47), Парнаиба (32), Бейкер (31), Рио-Негро (30).

Второе место в Южной Америке и третье в мире (после Конго) по водным ресурсам занимает речная система Ориноко, расположенная к северу от бассейна Амазонки. Она, по данным (J. D. Milliman et al., 1995), имеет водный сток 1100 км<sup>3</sup>/год и превосходит по водоносности все притоки Амазонки, и даже Янцзы. В низовьях реки средняя минерализация ее водной массы 25 мг/л, а мутность, как и в Амазонке, 190 г/м<sup>3</sup>. Сток взвешенных наносов в створе Ориноко — Музинакио (выше устья зарегулированного каскадом водохранилищ ее правого притока р. Карони) составляет около 150 млн т/год (R. Meade, 1994), что в 8 раз меньше стока наносов Амазонки.

Между бассейном Ориноко и низовьями Амазонки в зоне приокеанических влажных экваториальных лесов находится несколько бассейнов сравнительно небольших речных систем, главные реки которых — Эссекибо, Корантеин, Марони (средний слой стока 2250 мм/год) имеют водоносность большую, чем, например, р. Днепр. Их водные массы, как и массы крупнейших рек мира, расположенных рядом, отличаются очень малой минерализацией — в среднем 25—35 мг/л (J. D. Milliman et al., 1995).

На северо-востоке материка, в Колумбии, формирует сток самая крупная южноамериканская горная река — Магдалена, по водоносности равная Волге. С притоком Кауко она дренирует продольные долины между Восточными, Центральными и Западными Кордильерами. На главной реке сооружено водохранилище Бетания объемом  $3 \text{ км}^3$ , на притоке — каскад противопаводковых водохранилищ, водные ресурсы которых используются ГЭС и ирригацией [1].

К югу от Амазонии находятся бассейны бразильских рек Паранаиба и Сан-Франсиску. Последняя зарегулирована в верховьях водохранилищем Трес-Мариас, в среднем течении — Собрадиньо (табл. 8.5).

Третья по водоносности речная система Южной Америки — р. Парана с р. Уругвай имеет общий эстуарий Ла-Плату. Длина этого эстуария 320 км, не многим меньше, чем крупнейшего в мире эстуария р. Св. Лаврентия (400 км). Парана образуется слиянием рек Паранаиба и Риу-Гранди. Сток этой речной системы ( $725 \text{ км}^3/\text{год}$ ) сильно зарегулирован болотами и водохранилищами. Крупнейший приток Параны р. Парагвай ( $126 \text{ км}^3/\text{год}$ ) в вер-

Таблица 8.5

**Крупнейшие водохранилища Бразилии**

(А. Б. Авакян и др., 1987; А. Б. Авакян, В. Б. Яковлева, 1999)

Водохранилище	Река	Высота плотины, м	Объем, $\text{км}^3$	Площадь, $\text{км}^2$	Длина, км
<i>В бассейне Параны</i>					
Эмбаркакуа	Паранаиба	150	17,6	475	—
Итумбиара	Паранаиба	95	17,0	780	95
Сан-Симан	Паранаиба	110	12,5	600	—
Илья-Солтейра	Парана	85	21,2	1230	150
Порту-Примавера	Парана	—	20,0	2250	—
Илья-Гранде	Парана	—	30,0	—	—
Итаипу	Парана	165	29,0	1350	170
Фурнас	Риу-Гранди	96	20,9	1605	220
Агуа-Вермелья	Риу-Гранди	85	11,0	645	130
Капивара	Паранапанема	55	10,5	500	100
<i>В бассейнах других рек</i>					
Трес-Мариас	Сан-Франсиску	70	19,2	1130	150
Собрадиньо	Сан-Франсиску	40	34,2	4200	280
Тукуруи	Токантинс	65	43,0	2160	~200

хнем течения пересекает обширную впадину Пантанал (1,2 млн км<sup>2</sup>), где в половодье разливается, образуя обширные болота и теряя на испарение значительную часть своего стока. По данным (J. D. Milliman et al., 1995), приток воды по рекам в эстуарий со всего его бассейна не превышает 470 км<sup>3</sup>/год, т.е. потери стока составляют 35 %. При этом наблюдается 5-месячный сдвиг его максимума в низовьях р. Парагвай с февраля на зимний сезон, что сглаживает внутригодовые колебания стока в устье Параны. Природная трансформация ее стока усиливается большим числом емких водохранилищ, образующих каскады на главной реке и ее притоках (см. табл. 8.5). Их общий объем не менее 190 км<sup>3</sup>. Это — ядро техногенных водных ресурсов Бразилии, которые к концу XX в. в 109 больших водохранилищах (объемом свыше 0,1 км<sup>3</sup>) достигли 440 км<sup>3</sup> (45 % общего фонда на континенте).

Но крупнейшее в Южной Америке водохранилище Гури находится в Венесуэле. Оно образовано плотиной (высота более 160 м) на р. Карони, самом большом притоке Ориноко, стекающем с Гвианского плоскогорья. Объем водоема 138 км<sup>3</sup> (почти такой же, как и самого большого североамериканского водохранилища Даниэль-Джонсон), площадь 4250 км<sup>2</sup> (как у Рыбинского водохранилища). Ниже этого гидроузла находится каскад русловых гидроэнергетических водохранилищ, сглаживающих колебания стока, вызванные работой мощной ГЭС (около 10 тыс. МВт).

По самой водоносной в Чили р. Бейкер стекает в Тихий океан озерная водная масса оз. Буэнос-Айрес, крупнейшего среди горных озер Южных Анд (см. табл. 8.4).

Техногенные водные ресурсы Аргентины (более 110 км<sup>3</sup>) сосредоточены в основном в водохранилищах Серрос-Колорадос (объем 43,4 км<sup>3</sup>, площадь 607 км<sup>2</sup>, депрессионное, заполняемое водой из р. Неукен) и Эль-Чокон (объем 20,2 км<sup>3</sup>, площадь 825 км<sup>2</sup>) на р. Лимай, вытекающей из оз. Науэль-Уапи (см. табл. 8.4). Сливаясь с р. Неукен, эта река образует речную систему Рио-Негро на засушливом севере Патагонии.

Водные ресурсы 265 больших водохранилищ Южной Америки составляют 972 км<sup>3</sup> (А. Б. Авакян, В. Б. Яковлева, 1999), что вдвое увеличивает объем русловой сети континента.

## **8.6. Хозяйственное использование водных ресурсов**

Потенциальная водообеспеченность населения Южной Америки наибольшая по сравнению с жителями других материков, так как отношение величины динамических водных ресурсов к численности населения здесь в 80-е годы XX в. составляло 48,8 тыс. м<sup>3</sup>/(год · жит.), впятеро превышая среднее значение этого показателя для всей суши в целом. Этим в значительной мере объясня-

ются особенности структуры южноамериканского водохозяйственного баланса (рис. 8.5), включающего, км<sup>3</sup>/год:

водозабор .....	111 (3 % базисного стока)
безвозвратное водопотребление .....	71 (66 % водозабора)
сброс сточных вод .....	40 (1 % базисного стока)

Южноамериканское водное хозяйство отличается:

- крайне малым влиянием использования водных ресурсов на континентальный гидрологический цикл. Доля общего водопотребления (3 %) и доля сбрасываемых в водные объекты суши

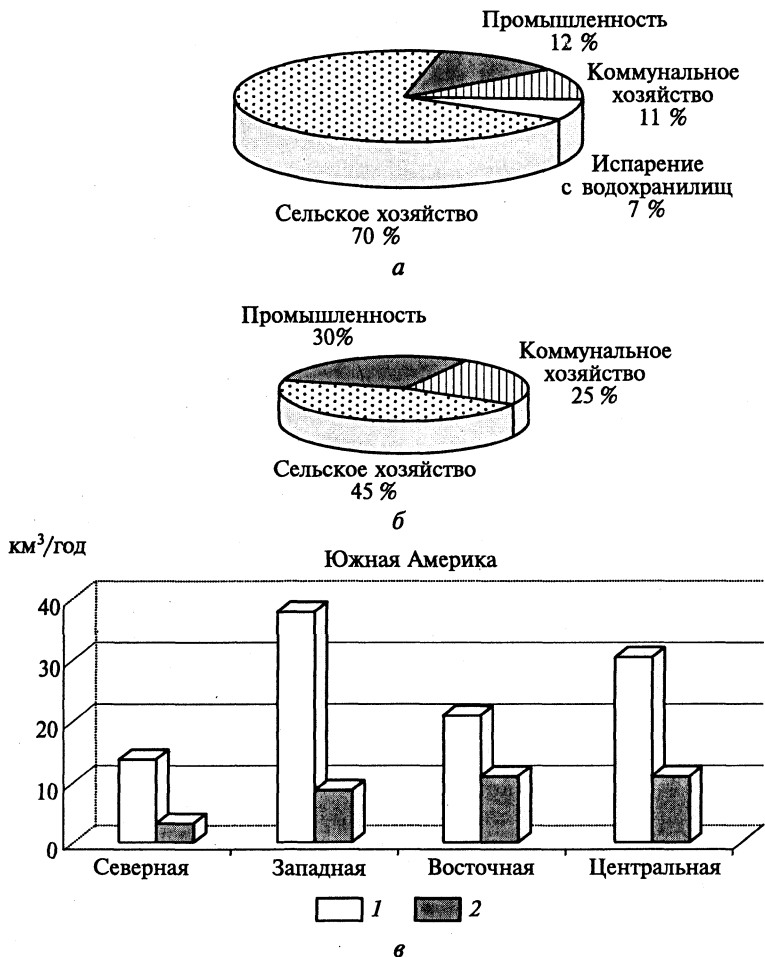


Рис. 8.5. Водопотребление основными отраслями водного хозяйства в Южной Америке в 1980 г. [13]:

*а* — структура водозабора (111 км<sup>3</sup>/год); *б* — структура сточных вод (40 км<sup>3</sup>/год); *в* — водозабор (1) и сброс сточных вод (2) в южноамериканских регионах

сточных вод (1 %) соизмеримы с погрешностями современного учета речного стока, а следовательно, и с оценкой его базисной составляющей. При этом нужно учитывать местоположение крупнейших южноамериканских городов, с территории которых сбрасываются в прибрежную зону океанов коммунальные и ливневые сточные воды;

- меньшим в 1,5 раза по сравнению с африканским водным хозяйством отборе воды из поверхностных и подземных ее источников на хозяйственные нужды (всего 111 км<sup>3</sup>/год), хотя в 80-е годы XX в. население Южной Америки было вдвое меньше числа жителей Африки. Следовательно, не только потенциальная, но и фактическая водообеспеченность южноамериканского населения была в 1980 г. выше водообеспеченности населения Африки;

- меньшим преобладанием ирригации в водном хозяйстве, доля водопотребления которой (70 %) на 7 % меньше, чем в Африке, и на 2 % меньше по сравнению с Азией;

- практически одинаковым объемом промышленного и коммунального водопотребления, в то время как на всех континентах, кроме Африки, промышленное водопотребление на много выше, чем в коммунальном хозяйстве;

- сравнительно малыми потерями воды на дополнительное испарение с водохранилищ (8 км<sup>3</sup>/год), вдвое меньшими, чем в Северной Америке, и в 5 раз меньшими, чем в Азии или Африке. Однако доля этой составляющей водопотребления здесь наибольшая (7 %) по сравнению со структурой водопотребления на других континентах.

Наименее водоемко хозяйство в северной части Южной Америки, где более 2/3 водозабора расходуется на безвозвратные потери воды преимущественно в сельском хозяйстве. В 2,5 раза выше водопотребление на тихоокеанском склоне континента, где больше и доля (3/4) расходования воды на ирригацию. В центральной части материка, на западе Бразилии и Аргентины, и в особенности на их Атлантическом побережье, значительнее доля сточных вод, образующихся при промышленном и коммунальном использовании водных ресурсов.

Важную роль в водном хозяйстве большинства южноамериканских стран играют водные ресурсы, аккумулированные в малых и больших водохранилищах, которые используются чаще всего комплексно: в ирригации, гидроэнергетике и водоснабжении. Суммарный объем водохранилищ Бразилии более 440 км<sup>3</sup> обеспечивает выработку на ГЭС 90 % потребляемой в стране электроэнергии. По суммарной мощности ГЭС эта страна занимает третье место после России и США.

В Колумбии сооружены два каскада водохранилищ ГЭС: на р. Богота в бассейне р. Мета, левого притока Ориноко, и на р. Каука. В Перу имеется гидротехнический комплекс на р. Манторо в



верховьях бассейна Укаяли, обеспечивающий с помощью тоннеля работу деривационной ГЭС с напором более 1000 м на западном склоне Анд в районе г. Лима. Перебрасываемая вода (до  $96 \text{ м}^3/\text{с}$ ) ниже ГЭС используется на этом засушливом побережье страны для орошения.

Оригинальна структура гидроэнергетического комплекса Сан-Пауло, сооруженного в 1939—1962 гг. в Бразилии. Он включает каскад из двух водохранилищ на р. Тиете (один из левых притоков Параны), замыкаемый 40-метровой плотиной Пирипора, и двух водохранилищ на ее малом притоке Рио-Гранде, соединенных каналом. Верховое водохранилище Билингс, образованное гидроузлом Педрейра на Рио-Гранде с полезным объемом  $1,2 \text{ км}^3$  и 16-метровой призмой сработки, расположено на водоразделе Бразильского плоскогорья и имеет вторую плотину Падрес. Через ее водосброс вода поступает в небольшое водохранилище деривационной ГЭС «Генри Борден», расположенной у подножия плоскогорья на побережье Атлантики в районе морского порта Сантус. Напор на этой ГЭС составляет 718 м, а расход сбрасываемой воды  $90 \text{ м}^3/\text{с}$ . Водная масса р. Тиете и ее притоков подается вверх по обоим каскадам этого комплекса в режиме ГАЭС с помощью турбин-насосов, установленных на трех промежуточных гидроузлах западного пологого склона Бразильского плоскогорья. В нижний бьеф плотины Пирипора сбрасывается лишь санитарный попуск ( $3 \text{ м}^3/\text{с}$ ). Вода ниже деривационной ГЭС используется для орошения и питьевого водоснабжения приморских городов.

Знаменитый архитектор Оскар Нимейер спроектировал в середине прошлого века новую столицу Бразилии г. Бразилиа на высоте более 1100 м над уровнем моря. Она расположена в гидрографическом центре страны — сток с этой возвышенности рассредоточен между бассейнами главных бразильских рек — Параны, Сан-Франсиску и Амазонки. Планировку города архитектор привязал к конфигурации небольшого (длиной 15 км) многолопастного водохранилища Парануан, с заполнения которого и началось сооружение Бразилиа. Этот водоем, находясь в верховьях гидрографической сети, обеспечивает многолетнее регулирование стока р. Парануан для водоснабжения, рекреации и улучшения столичного микроклимата, а также для разбавления в нижнем бьефе гидроузла городских сточных вод на завершающем этапе их очистки. Возведение Бразилиа — это, пожалуй, единственный случай, когда архитектор разработал проект столицы (рис. 8.6), градообразующим элементом которой стало специально созданное водохранилище. Его конфигурация определила местоположение резиденции президента Бразилии, главных правительственных учреждений, университетского центра, жилых массивов и всей столичной инфраструктуры.

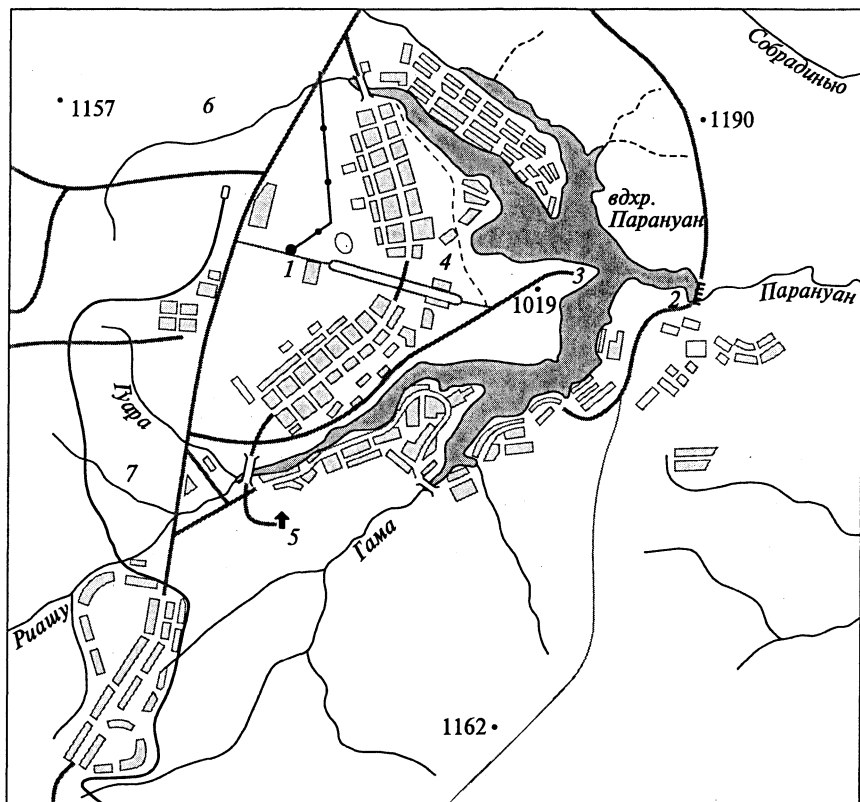


Рис. 8.6. Бразилия на берегах водохранилища Парануан:

1 — обсерватория; 2 — гидроузел Парануан; 3 — резиденция президента страны; 4 — университет; 5 — аэропорт; 6 — ботанический сад; 7 — зоологический сад

По прогнозу [13], к 2000 г. общий водозабор на материке должен был удвоиться, а безвозвратное водопотребление должно было увеличиться на 60 %. В отличие от других континентов, здесь не ожидается заметного антропогенного увеличения ни атмосферных осадков, ни стока, ни существенного изменения качества водных ресурсов.

## ГИДРОЛОГИЯ АВСТРАЛИИ И НОВОЙ ЗЕЛАНДИИ

## 9.1. Географические особенности формирования гидрологического цикла

Австралия — самый малый по размерам материк: его площадь 7,6 млн км<sup>2</sup>, а средняя высота 215 м. Территория вдвое меньше и многократно ниже соседней Антарктиды. Длина слабо изрезанной береговой линии Австралии почти 20 тыс. км (в 1,5—2 раза короче, чем у Антарктиды, Европы, Южной Америки и Африки, и вдвое, чем у Азии и Северной Америки). Крупный залив Карпентария на севере материка и Большой Австралийский на юге, по-видимому, не оказывают значительного влияния на внешний влагообмен континента. К Австралии относят остров Тасмания площадью 68 тыс. км<sup>2</sup> и острова Фюрно, расположенные в Бассовом проливе между Тасманией и материком.

Австралия имеет преимущественно плоский рельеф, в западной части сформированный плоскогорьями с хребтами Хаммерсли (высотой до 1226 м), Масгрейв (до 1515 м), Макдоннелл (до 1510 м) и Кимберли с горой Орд (936 м), а на востоке — плосковершинными горами Большого Водораздельного хребта. В его южной части, называемой Австралийскими Альпами, находится наивысшая в Австралии гора Косцюшко (2230 м). Низменные пространства между плоскогорьями заняты пустынными водосборами и котловинами многочисленных соленых бессточных озер — Эйр, Фром, Торренс, Гэрднер, Эверард, Амадиес, Маккай, Дискаппойнтмент, Карнеги, Кэри, Кауан, Барли, Мур и др. Это — область внутреннего эпизодического стока площадью 3,924 млн км<sup>2</sup> (51,5 % территории континента). Еще 40,5 % территории относится к бассейну Индийского океана, включающему самый большой водосбор речной системы Муррея (более 1 млн км<sup>2</sup>). Остальные 8 % составляют водосборы многочисленных горных рек, стекающих с Большого Водораздельного хребта в Тихий океан и его Коралловое и Тасманово моря (рис. 9.1).

Большая часть Австралии, расположенная между 18—20° ю. ш. и 30—32° ю. ш., находится в тропическом поясе. Около 1 млн км<sup>2</sup> территории занимают Большая песчаная пустыня, Большая пустыня Виктория с грядовыми песками, гравийная пустыня Гибсона между ними и пустыня Симпсона. Она находится в центре водосбора оз. Эйр, покрыта преимущественно песчаными грядами длиной до 250 км и высотой 20—60 м, а в обсыхающей части озер-

ной котловины преобладают глинистые поверхности, подобно азиатским такырам.

К северу от этого широтного пояса расположена зона переменнo-влажных субэкваториальных лесов, а к югу — субтропический пояс с безводной из-за трещиноватых известняков и карста равниной Налларбор на центральном участке побережья Большого Австралийского залива и с кустарниковыми степями и жестколистными лесами на юго-западе. Предгорья Большого Водораздельного хребта заняты полупустыней с колючим кустарни-

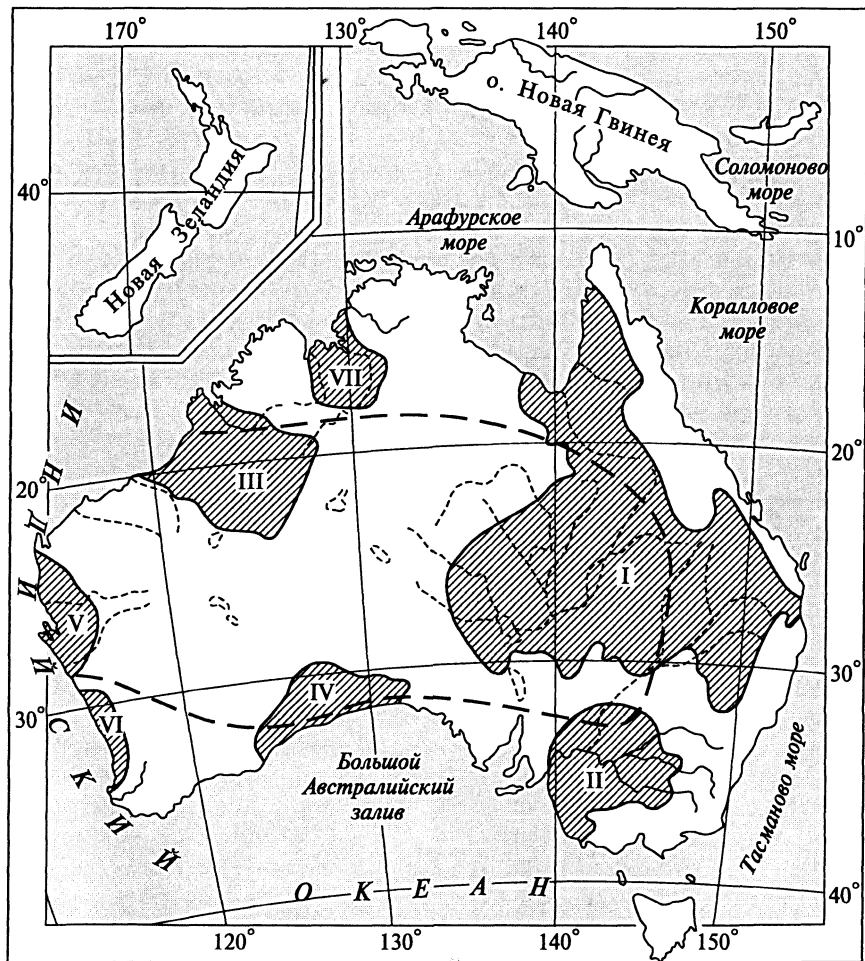


Рис. 9.1. Гидрографическая сеть и артезианские бассейны Австралии [9]:

I — Большой; II — Муррей; III — Пустынный; IV — Юкла; V — Северо-Западный; VI — Береговой; VII — Орд-Виктория; — — — граница засушливой области

ком (*скрэб*) — акацией и эвкалиптом, саваннами, постепенно переходящими с высотой во влажные смешанные леса, которые распространены и на восточном склоне гор вдоль Тихоокеанского побережья материка.

Климат в Австралии, несмотря на ее сравнительно небольшие размеры, континентальный, с большим количеством солнечных дней. Внешний влагообмен определяется сменой от зимы к лету центров атмосферного давления, которые формируются над этим континентом.

В летний период над Австралией находится область низкого давления (через ее центральную часть проходит зона внутритропической конвергенции). Поэтому воздушные массы, летом особенно сильно влагонасыщенные, перемещаются с северо-восточной периферии, где они дают обильные муссонные осадки, к центру континента. Здесь прогрев воздуха понижает их относительную влажность, и количество осадков уменьшается. И только на самом юге материка господствует западный перенос воздушных масс.

В зимний период, наоборот, над континентом образуется область высокого давления, которая изменяет направление ветра от центра к периферии. Западный же перенос вдоль южного побережья сохраняется и в зимнее время, обеспечивая увлажнение юго-западного побережья континента, Тасмании и Южного острова Новой Зеландии.

Влагосодержание тропосферы над австралийским континентом мало и в среднем равно 24 мм (всего на 20 % ниже, чем над Северной или Южной Америкой). В отличие от этих материков оно сравнительно однородно, хотя и наблюдается постепенное увеличение влагосодержания от 30 мм над полуостровами Ар-Эверленд и Кейп-Йорк до 18—20 мм на южном побережье. Но сезонное изменение влагосодержания значительно — от 34 мм летом на севере до 16 мм зимой на юге. Средняя скорость переноса влаги над Австралией 7—9 м/с, втрое выше средней скорости зонального переноса водяного пара в атмосфере Земли.

Среднее многолетнее значение адвекции океанической влаги над материк составляет 12,8 тыс. км<sup>3</sup>/год, т. е. не меньше, чем над Северной Америкой, но на 30 % больше, по сравнению с Европой. Однако эта величина примерно вдвое меньше адвекции атмосферной влаги в Южной Америке. Из-за малой высоты континента наибольшая часть этой влаги (76 %) проходит транзитом (табл. 9.1) и только около 24 % выпадает в виде океанических осадков. Почти столько же воды (3 тыс. км<sup>3</sup>/год) испаряется с континента в среднем за год, пополняя в основном атмосферный сток влаги.

Лишь 14 % испарившейся влаги включается снова во внутриконтинентальный влагооборот. Суммарная величина осадков

## Структура гидрологического цикла Австралии

Составляющие влагооборота	Объем воды, тыс. км <sup>3</sup> /год
Адвекция влаги с воздушными массами	12,80
Транзит влаги с воздушными массами	9,70
Адвективные атмосферные осадки	3,04
Испарение, включая потери стока в гидросети	2,99
Вклад местного испарения в транзит влаги	2,56
Атмосферный сток	12,26
Вклад испарения в осадки	0,43
Суммарные осадки	3,47
Сформированный речной сток	0,30
Речной сток в Мировой океан	0,28
Подземный сток в Мировой океан	0,02

3,5 тыс. км<sup>3</sup>/год. Формирующийся в Австралии сток — 301 км<sup>3</sup>/год (почти в 10 раз меньше стока с Европы). Более 90 % динамических водных ресурсов — это РВМ, стекающие в океаны, еще 3 % — РВМ, питающие бессточные озера, остальные 7 % этих ресурсов в виде подземных вод поступают в Мировой океан. Водообильные субмаринные источники существуют в прибрежной зоне Большого Австралийского залива и в заливе Карпентария.

Невязка водного баланса Австралии составляет 5,8 % объема суммарных осадков, т. е. практически такая же, как и водного баланса Южной Америки. Невязка баланса внешнего влагообмена Австралии всего 2 %. По интенсивности приходной части внешнего водообмена австралийский гидрологический цикл сопоставим с североамериканским и европейским. В то же время в расходной части влагообмена Австралии с океанами доля атмосферного стока влаги в 40 раз больше речного стока. В африканском гидрологическом цикле она в 4 раза больше, в европейском — в 2,5 раза больше. В гидрологических циклах остальных континентов речной сток, наоборот, в 1,5 раза превышает атмосферный сток влаги в Мировой океан.

Таким образом, Австралия — особенно яркий пример континента, слабо удерживающего атмосферную влагу, приносимую с акватории Мирового океана. Для этого материка характерна наименьшая интенсивность внутриконтинентального влагооборота. Поэтому Австралия обладает самыми скудными динамическими, ежегодно возобновляемыми водными ресурсами.

## 9.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих

Особенности структуры гидрологического цикла Австралии определяют малые удельные величины составляющих осредненного за многолетний период водного баланса, мм/год:

осадки .....	456 (800)
испарение .....	393 (485)
сток .....	40 (315)

Это соответствует среднему модулю стока  $1,3 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$  при коэффициенте стока  $\eta = 0,09 (0,40)$ . Эти показатели существенно меньше приведенных в скобках соответствующих значений водно-балансовых составляющих, осредненных для всей суши в целом. Из-за слабого увлажнения почв и грунтов слой испарения в 4,5 раза меньше испаряемости. Особенно малы показатели стока, формирующегося на территории этого континента: они почти в 8 раз меньше среднемирового слоя и модуля стока при меньшем значении  $\eta$  в 4,5 раза.

**Атмосферные осадки.** Наибольшее количество осадков (3640 мм/год) зафиксировано на метеостанции г. Иннисфейл, расположенного на юго-западном побережье Кораллового моря. В остальных районах восточного побережья и в Австралийских Альпах, на берегах Арафурского и Тиморского морей, а также на юго-западе материка, где склон хребта Дарлинг обращен к Индийскому океану, количество осадков варьирует от 1200 до 1600 мм/год, а на мысе Луин он превышает 2000 мм/год. Во внутренних районах континента средний многолетний слой осадков постепенно уменьшается до 150 мм/год. В окрестностях котловины оз. Эйр и на его побережье слой осадков минимален и составляет около 100 мм/год.

По внутригодовому распределению осадков Австралию делят на четыре области:

- северные окраины материка с обильными дождями летнего муссона (60—70 % годового слоя осадков) и с засушливым зимним сезоном (менее 5 %);
- восточное побережье, дождливое в течение всего года, в северной части которого максимум осадков обычно наблюдается в весенне-летнее время года, а в южной — в летне-осеннее. В районе Канберры небольшую часть осадков зимой составляет снег;
- южная область (от западного берега материка до хребта Флиндерс, служащего водоразделом бассейнов озер Фром и Торренс) с годовым слоем осадков преимущественно 200—300 мм/год, где дождливый осенне-зимний сезон сменяется засушливым летом;
- обширная область пустынных западной и центральной частей территории Австралии, где осадки эпизодичны. Здесь длительные

периоды без дождей нередко сменяются катастрофическими ливнями.

**Испарение.** Величина испаряемости в центре Австралии очень велика (до 2000—2200 мм/год), а к восточной и южной периферии континента она постепенно уменьшается до 1000—1500 мм в год. Это вызвано уменьшением радиационного баланса вследствие повышения влажности воздуха и облачности в соответствии с увеличением географической широты. Из-за большой испаряемости величина испарения с континента определяется только степенью увлажнения его поверхности. Наиболее увлажненная осадками периферия Австралии отличается наибольшим годовым слоем испарения — от 800 до 1000 мм/год. К центру материка испарение уменьшается и равно слою осадков. Внутригодовое распределение испарения на большей части территории Австралии аналогично распределению осадков за исключением юго-западной части континента, где максимум испарения наступает 2—5 месяцами позже максимума осадков в дождливый сезон.

**Речной сток.** Средняя величина годового стока уменьшается от периферии к центру континента в соответствии с пространственным распределением осадков и испаряемости. Наибольший слой стока (1500 мм/год) совпадает с районом максимума осадков на побережье Кораллового моря. Здесь коэффициент стока достигает наибольшего на этом континенте значения ( $\eta > 0,40$ ). Такой же слой стока в бассейне р. Гордон на западных склонах гор Тасмании при еще большем значении коэффициента стока ( $\eta > 0,70$ ). На таких же наветренных склонах еще более высоких Новозеландских Альп на Южном острове слой стока вдвое выше при столь же большом коэффициенте стока из-за быстрого стекания воды с крутых горных склонов.

На восточном склоне Большого Водораздельного хребта поле стока весьма неравномерно. На восточных наветренных склонах гор слой стока колеблется от 500 до 1000 мм/год (при  $\eta > 0,30$ ). В межгорных долинах он сокращается до 100—300 мм/год, а в Австралийских Альпах местами даже до 20 мм/год. На менее увлажненных западных склонах Большого Водораздельного хребта слой стока вниз по склонам убывает от 100 до 20—50 мм/год, а в предгорьях — до 5—10 мм/год при уменьшающемся коэффициенте стока (от 0,10 до 0,05).

В центральных районах континента слой стока менее 1 мм/год. Причем сток часто практически полностью отсутствует в течение 8—10 лет. Затем может следовать 2—3 года с повышенным количеством осадков. Тогда формируются русловые потоки в пустыне и даже сели на склонах пустынных хребтов Масгрейв, Макдоннелл. Такое неравномерное распределение стока приводит к тому, что в область внутреннего стока поступает около 3 % речного стока, 60 % стекает в Индийский океан и 37 % — в Тихий.



В многолетних колебаниях годового стока зафиксирован четко выраженный маловодный период с 20-х до середины 40-х годов XX в. на реках Тихоокеанского склона и области внутреннего стока и до середины 50-х годов на реках бассейна Индийского океана. В восточных речных водосборах и водосборах соленых озер 50—60-е годы, наоборот, были особенно многоводны, а с начала 70-х там наступил маловодный период. Коэффициент вариации годового стока рек Австралии  $C_v = 0,5$ , что для столь крупных территорий чрезвычайно большая величина: межгодовая изменчивость австралийского стока в среднем в 10 раз больше, чем на других континентах. В тех районах, где слой стока наибольший,  $C_v \approx 0,3$ , а в центральной области, где он ничтожно мал,  $C_v = 1,8$ . Внутригодовая изменчивость здесь также исключительно велика. Пересыхающие реки во время ливней превращаются в бурные потоки, но повторяемость таких ливней редка.

**Водообеспеченность территории.** В континентальной Австралии она крайне мала и характеризуется острым дефицитом динамических водных ресурсов — показатель дефицита равен в среднем  $-1440$  мм/год, на  $300$  мм/год превышая его среднее значение для Африки. В пустыне Симпсона дефицит водных ресурсов наибольший, свыше  $-2000$  мм/год (как в аравийских пустынях). Лишь на севере полуострова Кейп-Йорк и в узкой полосе побережья Кораллового и Тасманова морей водообеспеченность варьирует от  $-200$  до  $200$  мм/год и более. На острове Тасмания имеется избыток динамических водных ресурсов, достигающий в бассейне р. Гордон более  $1000$  мм/год.

Такова водообеспеченность и островов Новой Зеландии, а на западном склоне Новозеландских Альп ее Южного острова избыток водных ресурсов превышает  $2000$  мм/год.

### 9.3. Региональные особенности речного стока

На карте «Внутригодовое распределение стока рек Австралии» Атласа МВБ [17] изображено менее 50 гидрографов. Статистический метод гидрологического районирования других континентов здесь не применим. В качестве наиболее распространенных типов внутригодового режима водного стока вместо осредненных районных гидрографов рассмотрим гидрографы нескольких австралийских рек, расположенных в регионах с различным внутригодовым распределением осадков.

**Реки северного побережья Австралии.** Например р. Орд имеет короткое летнее дождевое половодье с пиком в январе — феврале и его спадом в марте. Глубокая межень с пересыханием реки длится остальные 8—9 месяцев. Эта река с водным режимом типа RE, по М. И. Львовичу, не имеет базисного стока ( $\varphi = 0$ ), что присуще

пересыхающим рекам. Того же типа р. Фицрой (длина 520 км, стекает с плато Кимберли) имеет максимальный расход воды в половодье до 28,5 тыс. м<sup>3</sup>/с и пересохшее русло большую часть года в верхнем и среднем течении. Модуль стока наносов в маловодных истоках рек этого региона  $m_n = 5 - 10$  т/(км<sup>2</sup>·год), по мере увеличения увлажненности водосборов к северу он увеличивается до 100 т/(км<sup>2</sup>·год) и более. Причина изменения  $m_n$  — увеличение водности и транспортирующей способности рек, а также интенсивности эрозии на водосборах из-за перевыпаса скота [8].

**Реки северо-восточного побережья.** Например, левый приток р. Саттор в бассейне р. Бердекин или р. Фицрой с устьем на широте Южного тропика имеют несколько более продолжительное летне-осеннее половодье и менее длительный период пересыхания в межень ( $R_{xy}$ ,  $\varphi = 0$ ). В верховьях реки текут в межгорных долинах и маловодны. В низовьях, на северо-восточном склоне Большого Водораздельного хребта, они становятся бурными, порожистыми и полноводными в дождливый сезон. Эрозия почв сдерживается наличием лесов, которые покрывают горные склоны и прибрежную низменность, из-за чего модуль стока наносов не превышает 200 т/(км<sup>2</sup>·год).

**Реки юго-восточного побережья.** Примером к югу от 30° ю. ш. служит р. Хантер к северу от г. Сиднея со слабовыраженным зимним сезоном повышенного стока ( $R_{xy}$ ) и высоким базисным стоком ( $\varphi = 0,52$ ). Как и у рек северо-восточного побережья, типично паводковый режим стока. В особо разрушительные паводки расход воды в р. Хантер достигал 10 тыс. м<sup>3</sup>/с, тогда как его среднесуточное значение всего 52 м<sup>3</sup>/с. Подобный водный режим характерен и для рек Новой Зеландии, например р. Уонгануи на Северном острове с устьем к северо-западу от пролива Кука ( $\varphi = 0,46$ ).

Модуль стока наносов на юго-восточных склонах Австралийских Альп, поросших влажными эвкалиптовыми лесами, составляет 50—100 т/(км<sup>2</sup>·год). В Новой Зеландии на холмах Северного острова и на прибрежной низменности западного побережья Южного острова, которые интенсивно используются в качестве пастбищ,  $m_n = 500 - 1500$  т/(км<sup>2</sup>·год). На поросших широколиственными и смешанными лесами западных склонах Новозеландских Альп  $m_n$  менее 1000 т/(км<sup>2</sup>·год).

**Реки южного побережья и острова Тасмания.** В них сильнее выражено зимнее дождевое ( $R_{xy}$ ), а в горах Австралийских Альп смешанное (талое и дождевое) половодье. Доля их базисного стока  $\varphi = 0,19$  из-за маловодности летней межени. На равнине из-за почти полного отсутствия поверхностного стока величина  $m_n$  менее 5 т/(км<sup>2</sup>·год). К западу и востоку вследствие увеличивающейся увлажненности и уменьшающейся закарстованности модуль стока наносов растет до 50 т/(км<sup>2</sup>·год) на мысе Луин и на фруктовых планта-

циях в окрестностях г. Мельбурна. В восточной части Тасмании его значение больше — до  $100 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ , а на пашнях с посевами пшеницы  $m_n$  превышает  $500 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ . В западной залесенной части острова модуль стока наносов значительно меньше.

**Реки западного побережья.** Они солоноваты, имеют преимущественно подземное питание, растянутый летне-осенний период повышенного, но неустойчивого стока, и весеннюю межень. Например, одна из наибольших рек этого региона р. Гаскойн, пересыхающая с октября до конца года, имеет тип водного режима Rхеу и  $\varphi = 0$ . В ее бассейне 52 % земель подвержены ускоренной эрозии вследствие длительного их использования для выпаса овец и крупного рогатого скота. Во многих местах они превратились в бедленды [8]. Среднегодовой модуль стока наносов здесь небольшой [ $5 - 10 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ ] из-за маловодности рек, мутность воды в которых тем не менее значительна.

В области внутреннего стока речная сеть представлена *криками* (большую часть года сухими руслами, наполняющимися очень мутной и нередко солоноватой водой во время ливневых дождей) со значением  $m_n$  менее  $5 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ . Из-за больших размеров этой территории среднее значение модуля стока наносов для Австралии меньше, чем на других материках, и составляет всего  $48 \text{ т}/(\text{км}^2 \cdot \text{год})$ .

#### 9.4. Водные ресурсы и их хозяйственное преобразование

**Озеро Эйр и другие озера.** Водные ресурсы многочисленных соленых озер, расположенных в обширной области внутреннего стока австралийского континента, оцениваются приблизительно в  $174 \text{ км}^3$ . Самое крупное среди них и одно из крупнейших соленых озер мира — оз. Эйр. Его акватория состоит из большого северного плеса и почти в 10 раз меньшего по объему южного плеса (табл. 9.2), соединенных мелким и узким проливом Goyder Channel длиной до 15 км. При максимальном уровне наполнения оз. Эйр, равном  $-9,5 \text{ м абс.}$ , его площадь составляет  $9,7 \text{ тыс. км}^2$  (как Онежского озера). Объем воды при этом достигает почти  $28 \text{ км}^3$  (как в Псковско-Чудском озере). Такой максимальный уровень наблюдался в 1974 г. При минимальном уровне наполнения  $-14 \text{ м абс.}$ , отмеченном в 1959 г., хлоридно-натриевая рапа (объем менее  $2 \text{ км}^3$ ) сохранялась только в трех южных заливах Северного плеса общей площадью не более  $2 \text{ тыс. км}^2$ , а остальная поверхность озерной чаши превратилась в соленое болото и солончаки.

Таким образом, размах многолетних колебаний уровня в озере достигает не менее  $4,5 \text{ м}$  при внутригодовом его значении около  $2 \text{ м}$ .

**Морфометрические характеристики оз. Эйр**  
(Data Book of World Lake Environments, 1990)

Характеристика	Северный плес	Южный плес	Все озеро
Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	8,43	1,26	9,69
Объем, км <sup>3</sup>	27,7	2,4	30,1
Максимальная глубина, м	5,7	3,7	5,7
Средняя глубина, м	3,3	1,9	3,1
Длина береговой линии, км	1390	328	1718
Средний размах внутригодовых колебаний уровня, м	—	—	2,0
Площадь водосбора, тыс. км <sup>2</sup>	—	—	1140

Важной особенностью внутреннего водообмена этого озера служит перепад водной поверхности в проливе, определяющий изменение направления перетока озерной водной массы и содержащихся в ней веществ и организмов из одного плеса в другой в годы средней и повышенной водности. В 1974 г., например, наполнение озера происходило за счет максимального стока его главных притоков (Куперс-Крик, Даймантина и др.), впадающих в Северный плес, вследствие чего вода перетекала из него в Южный плес. В 1984 г. более водообильными оказались короткие южные притоки, на которых период повышенной водности наступает в зимние месяцы, когда на хр. Флиндерс выпадают циклонические осадки полярного фронта. В момент наибольшего в году уровня вода перетекала из Южного в Северный плес. В феврале 1984 г. она была солоноватой (25,3 ‰), а к середине января 1985 г. из-за испарения соленость, непрерывно увеличиваясь, достигла 272,8 ‰, т. е. вода превратилась в рассол поваренной соли.

Бассейн оз. Эйр по площади (см. табл. 9.2) сопоставим с водосбором Волги, а его удельный водосбор  $\phi$  равен 118 (втрое больше, чем у Рыбинского водохранилища). В многоводные годы (1890/91, 1949/50, 1963, 1967, 1974, 1984), при поступлении речных водных масс в озеро, отмечалось заполнение водой его чаши. В многолетние маловодные периоды сток крупнейших притоков прекращался. В «стране русел» (*Channel Country*) в 100—300 км от озера реки образуют субдельты, разливаясь на десятки километров. Здесь вода впитывается в грунт и испаряется, не достигая озера. В большие паводки на северо-западе бассейна несколько рек, формирующих свой сток на склонах хребта Макдоннелл, превращаются в бурные потоки, которые поглощает песчаная пустыня Симпсона. На самой крупной из них р. Финк максимальный расход достигал 1200 м<sup>3</sup>/с при скорости течения до 3 м/с.

В прибрежной зоне оз. Эйр местами распространены заросли макрофитов, где обитают рыбы 7 видов. Отдельные участки побережья заняты песчаными дюнами, а берега сложены загипсованными суглинистыми породами и невысокими скалами. При волнении в озере эти берега размокают и размываются, придавая водной массе и самосадочной соли грязно-белый цвет из-за повышенной концентрации глинистых частиц.

Другие крупные соленые озера Торренс, Гэрднер, расположенные к югу от оз. Эйр, в многоводные годы достигают площади 5,8 и 4,5 тыс. км<sup>2</sup> соответственно, а в маловодные годы полностью высыхают и превращаются в солончаки, покрытые коркой соли.

В Австралийских Альпах имеются небольшие пресные озера, среди которых наибольшее оз. Джордж, расположенное на 35° ю. ш. к северо-востоку от г. Канберры, имеет площадь 145 км<sup>2</sup>.

Гораздо большие пресноводные ресурсы (154 км<sup>3</sup>) находятся в новозеландских озерах. Самое крупное среди них оз. Таупо находится в холмистой местности центральной части Северного острова. Оно имеет объем 60 км<sup>3</sup>, площадь 616 км<sup>2</sup> и глубину до 164 м. Питается водами 30 небольших речек, а сток из него в р. Уайкато (Вейкато) регулируется гидроузлом. Основная водная масса в этом олиготрофном, теплом мономиктическом и стратифицированном с декабря по июнь озере отличается большой прозрачностью ( $SD$  до 21 м, как летом в Байкале), концентрация в ней взвесей 0,5—1 мг/л, температура у поверхности изменяется от 11 °С в июле—августе до 22 °С в январе. ОВМ полностью насыщена кислородом до глубины 75 м вследствие фотосинтеза погруженной водной растительности. В ее составе преобладают харовые водоросли, элодея, рдесты. В озере обитают рыбы 5 видов, туводные и интродуцированные для спортивного рыболовства. Рыбопродуктивность озера невелика.

Меньшего размера равнинные озера Северного острова, примером которых служит оз. Роторуа, мезотрофны с признаками эвтрофирования, полимиктические с синоптической стратификацией, имеют небольшую прозрачность воды ( $SD = 2—3$  м), фитопланктон представлен массовыми видами диатомовых и синезеленых водорослей, биомасса которых иногда вызывает цветение.

На Южном острове основные озерные ресурсы находятся в десятке глубоких горных озер в Новозеландских Альпах, среди которых наибольшую площадь имеет оз. Манапаури. На вытекающей из озера р. Уайау сооружен гидроузел с крупнейшей в стране ГЭС. Горные озера олиготрофны, имеют высококачественную воду и богаты рыбой, активно используются в рекреационных целях.

**Водные ресурсы рек и водохранилищ.** Динамические водные ресурсы австралийского континента в среднем за многолетний период оценены в 301 км<sup>3</sup> (почти в 10 раз меньше европейских). Они рассредоточены преимущественно по небольшим водосборам более 50 речных систем области внешнего стока в Тихий и Индийский океаны и

по крупным водосборам пересыхающих рек области внутреннего стока. Более 37 % этих ресурсов находится в 18 наиболее водоносных австралийских речных системах, которые можно подразделить по средней величине годового стока на четыре группы:

- I — со стоком воды более 20 км<sup>3</sup>/год: Муррей (Марри) (23,6);
- II — со стоком воды 5—12 км<sup>3</sup>/год: Митчелл (12), Бердекин (9,5), Дарлинг (8,7), Восточный Аллигатор (6,9), Дейли (6,7), Южный Аллигатор (6,6), Виктория (6,2), Норманби (5,9), Фицрой (Квинслендский) (5,7), Орд (5,1);
- III — со стоком 1—2 км<sup>3</sup>/год: Аделаида (2,0), Хантер (1,7), Бернетт (1,6), Даймантина (0,8);
- IV — со стоком около 0,5 км<sup>3</sup>/год: Гаскойн (0,6), Флиндерс (0,5).

Самая крупная речная система — р. Муррей с притоком Дарлинг — имеет бассейн площадью 1060 тыс. км<sup>2</sup> (как водосбор р. Ориноко). В области формирования стока на западных склонах Большого Водораздельного хребта водоносность системы превышает 32 км<sup>3</sup>/год (в 30 раз меньше, чем сток Ориноко). Водосбор р. Дарлинг — составная часть бассейна Муррея. Из-за пересыхания Дарлинга в низовьях величина водных ресурсов главной реки и ее крупнейшего притока приводятся раздельно, но в сумме они составляют 16 % динамических водных ресурсов Австралии.

Остальные 84 % речных водных ресурсов рассредоточены в бассейнах средних и малых рек преимущественно северного и восточного побережий материка. Водные ресурсы криков области внутреннего стока не только очень малы (менее 3 % объема формирующегося на континенте стока), но и возобновляются далеко не ежегодно. Характерной особенностью многих австралийских речных систем с ежегодно возобновляющимися водными ресурсами служит существенное уменьшение стока по длине рек. Наиболее велики потери стока в речной сети Муррея, притоки которого в половодье разливаются, образуя на пологой предгорной равнине временные озера (объемом до 5 км<sup>3</sup> в среднем течении Муррея). Вода из них фильтруется, пополняя подземные водные ресурсы, и испаряется. Поэтому сток Муррея в устье составляет лишь 10,5 км<sup>3</sup>, а Дарлинга — 1,33 км<sup>3</sup>. Общие потери стока достигли более 20 км<sup>3</sup>. В настоящее время сток рек в этом бассейне регулируется с помощью 104 водохранилищ с суммарным объемом 20,7 км<sup>3</sup> и полезным объемом 10,5 км<sup>3</sup> [1]. Потери стока теперь обусловлены расходом накопленных в них водных ресурсов в основном на орошение.

Водные ресурсы рек Новой Зеландии, площадь двух островов которой (265 тыс. км<sup>2</sup>) почти в 30 раз меньше Австралийского континента, превышают его динамические ресурсы и оцениваются в 314 км<sup>3</sup>/год. Наиболее значительны они в речных системах со стоком 10—20 км<sup>3</sup>/год: Клута (19,4), Уайау (из оз. Манапатури) (15,2), Уайкато (из оз. Таупо) (14,0) и Буллер (12,2).

Первые три реки несут в океан озерные водные массы, остальные 80 % новозеландских динамических водных ресурсов рассредоточены по многочисленным коротким равнинным рекам Северного острова, горным или полугорным рекам Южного острова. Вдвое меньшими водными ресурсами (6,11 км<sup>3</sup>/год) обладает наиболее водоносная река о. Тасмания Дервент (Деруэнт), составляющими примерно 14 % суммарных речных ресурсов этого острова, равных 47,2 км<sup>3</sup>/год.

Суммарный объем более 400 водохранилищ, созданных в Австралии и Новой Зеландии преимущественно в 70-е годы XX в., составляет около 100 км<sup>3</sup> (более чем в 4 раза превышает объем речных русел в этих странах). Среди них 89 больших водохранилищ, суммарный объем которых 94,8 км<sup>3</sup> (А. Б. Авакян, В. Б. Яковлева, 1999). Из сопоставления этих цифр следует, что регулирование крайне неравномерного водного режима рек в Австралии ведется большим количеством водохранилищ преимущественно среднего и малого размеров, обеспечивающих в совокупности глубокое сезонное и многолетнее регулирование стока.

Наиболее крупное среди австралийских техногенных водоемов — горное гидроэнергетическое водохранилище Гордон (высота плотины 130 м, объем при НПУ 11,8 км<sup>3</sup>, площадь 270 км<sup>2</sup>, длина 35 км) расположено в верхнем течении р. Гордон на западном склоне о. Тасмания. Второе по объему ирригационно-гидроэнергетическое равнинное водохранилище Орд (высота плотины 50 м, объем 5,7 км<sup>3</sup>, площадь 100 км<sup>2</sup>, длина 90 км) находится на севере континента и имеет важное значение для предупреждения наводнений в долине р. Орд. Еще меньший объем (4 км<sup>3</sup>) имеет водохранилище Дартмут — источник водоснабжения г. Аделаиды. Наиболее крупное новозеландское водохранилище Бенмор (объем 2,5 км<sup>3</sup>, площадь 78 км<sup>2</sup>) находится на восточном склоне гор Южного острова. Его 100-метровая плотина на р. Уайтаки замыкает сложный каскад еще трех горных озерно-котловинных водохранилищ с шестью приплотинными и деривационными ГЭС суммарной мощностью более 1000 МВт [1].

**Подземные водные ресурсы.** По ориентировочной оценке запасы подземных вод составляют более 1 млн км<sup>3</sup>, 8 % которых находится в зоне активного водообмена (верхние 100 м грунта), еще 17 % — в зоне сравнительно интенсивного водообмена 200-метровой толщи грунтов над отметкой 0 м над уровнем моря, а остальные 75 % — до отметки –2000 м — в зоне замедленного подземного водообмена [9]. На материке имеется семь обширных артезианских бассейнов (рис. 9.1, табл. 9.3), суммарная площадь которых равна почти 2,8 млн км<sup>2</sup> (36 % его территории).

Водные ресурсы артезианских бассейнов формируются в результате очень интенсивной фильтрации поверхностных вод в долинах западных склонов Большого Водораздельного хребта и его

**Главные австралийские артезианские бассейны [9]**

Название бассейна	Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	Глубина залегания напорных вод, м	Соленость, ‰
Большой Артезианский	1751	0—2134	6,2
Пустынный	388	30—550	0,3
Муррей	282	30—396	1,5—1,8
Юкла	191	90—610	3—37
Северо-Западный	77,5	60—1220	4—5
Береговой (Пертский)	54	60—700	—
Орд-Виктория	31	60—300	—

предгорных районов, в карстовых районах и областях интенсивного орошения и обводнения пастбищ. Разгрузка артезианских напорных вод Муррейского бассейна образует источники на юге Австралии (на побережье, в береговых обрывах) и в прибрежной зоне Большого Австралийского залива, а Большого Артезианского бассейна — в заливе Карпентария. Подземные воды преимущественно солоноваты и непригодны для орошения и питьевого водоснабжения, но широко используются для водопоя скота.

### 9.5. Хозяйственное использование водных ресурсов

Австралия — слабо заселенный материк. В середине 80-х годов XX в. его население составляло 15,5 млн чел. (меньше современного населения Москвы с Московской областью). Средняя плотность 2 чел/км<sup>2</sup>, что в 6 раз меньше, чем в Новой Зеландии или Южной Америке. Среднегодовая водообеспеченность населения Австралии и Океании в те годы была равна 64 тыс. м<sup>3</sup>/год и превышала среднемировое значение в 6,6 раза [13]. Объем водозабора в этой части света не превышал 30 км<sup>3</sup>/год, 50 % которого составляли безвозвратные потери воды. В отличие от остальных материков здесь определение *безвозвратные потери* наиболее оправдано вследствие слишком малой доли местных осадков (14 %) в его водном балансе.

Сельскохозяйственное водопотребление в стране незначительно превышает промышленное (рис. 9.2). Это указывает на весьма рациональное и экономное использование водных ресурсов, где почти все земледелие базируется на орошении вследствие большого дефицита динамических водных ресурсов и низкого базисного стока рек. Гарантированное водообеспечение этих двух отраслей хозяйства и коммунальное водоснабжение обеспечиваются речным



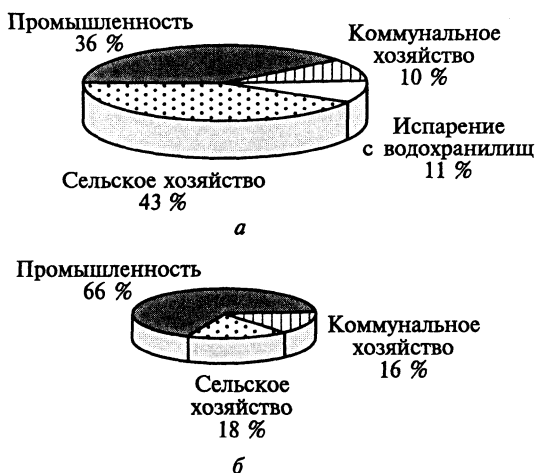


Рис. 9.2. Водопотребление основными отраслями водного хозяйства в Австралии и Новой Зеландии в 1980 г. [13]:

*а* — структура водозабора ( $29,4 \text{ км}^3/\text{год}$ ); *б* — структура сточных вод ( $15 \text{ км}^3/\text{год}$ )

стоком, регулируемым водохранилищами. Поэтому Австралия — материк с самой высокой долей дополнительных потерь воды при испарении с водохранилищ (11 %). Они даже превышают потребление воды в хорошо развитом коммунальном хозяйстве (см. рис. 9.2).

Сброс сточных вод в водные объекты Австралии и Океании не превышал в 1980 г.  $15 \text{ км}^3/\text{год}$  и слабо влиял на загрязнение поверхностных и подземных вод по двум причинам:

- практически все крупные города и промышленные центры Австралии находятся на океанском побережье, и их сточные воды сбрасываются на шельфе, охваченном интенсивным водообменом;
- сельскохозяйственные сточные воды вместе с коммунальными от малых населенных пунктов внутренних регионов обеих стран составляли не более 20 % расходной части водохозяйственного баланса страны (или около  $6 \text{ км}^3/\text{год}$ ), что при практически многолетнем регулировании речного стока соответствует примерно 2 % его величины. Поэтому средняя загрязненность австралийских рек незначительна. Однако не исключено наличие локальных очагов загрязнения водных объектов.

Районами наиболее сильного водохозяйственного преобразования локального гидрологического цикла в Австралии следует считать бассейн р. Орд на ее севере и бассейн р. Муррей, а также водосборы соседних с ним рек на юго-восточном склоне Австралийских Альп.

Крупнейшее по площади материковое водохранилище Орд ( $100 \text{ км}^2$ ) создано в 1969—1972 гг. в среднем течении р. Орд. Оно имеет объем  $5,7 \text{ км}^3$ , который вдвое превышает среднюю годовую

величину стока реки. Это позволяет круглогодично орошать 180 тыс. га плодородных черноземов. В этом очаге интенсивного земледелия вследствие большого испарения воды с орошаемых плантаций и обширного водоёма произошло изменение микроклимата. Сократился годовой сток р. Орд, изменились и внутригодовой режим стока воды, и ее минерализация. Минеральные взвеси сменились органическими, возникающими в основной водной массе водохранилища. Эти изменения речного стока могут наблюдаться не только в нижнем бьефе гидроузла, но и во всем нижнем течении реки.

Второй, более крупный очаг водохозяйственного преобразования регионального гидрологического цикла начал формироваться в бассейне Муррея на полвека раньше. С 1915 г. здесь начались мелиоративные работы и строительство ирригационных водохранилищ. Их число к 1975 г. достигло 104, а суммарный объем — 20,7 км<sup>3</sup>, половину которого составил полезный объем, используемый для регулирования речного стока в целях ограничения наводнений и для ирригации, выработки электроэнергии на 15 ГЭС и водоснабжения [1]. Чтобы оросить в этом речном бассейне 1 млн га, в 1950—1974 гг. осуществлен гидротехнический проект «Снежные горы» по переброске части стока р. Сноуи (рис. 9.3), впадающей в Бассов пролив.

В верховьях этой реки создан каскад из двух водохранилищ-доноров межбассейновой переброски стока — Экумбене (Юкамбин) и Джиндабайн. В верховьях второго по размерам притока р. Муррей — р. Маррамбиджи и других рек его бассейна сооружены еще 14 водохранилищ. Суммарные значения объемов и площадей всех 16 водохранилищ составляют 8,5 км<sup>3</sup> и 230 км<sup>2</sup> соответственно. Они соединены между собой водоводами акведуков и 145 тоннелями. Это обеспечивает рациональное распределение перебрасываемой воды (2,4 км<sup>3</sup>/год) между Мурреем и Маррамбиджи (в их междуречье расположены основные массивы орошаемых земель), а также между семью ГЭС и ГАЭС, обеспечивающими не только энергоснабжение водохозяйственной системы, но и городов — Мельбурна, Канберры и Сиднея. Масштаб переброски стока в системе «Снежные горы» почти такой, как из Ивановского водохранилища на Верхней Волге по каналу в Москву.

По водохозяйственному прогнозу, основанному на анализе тенденций развития экономики в Австралии и Океании и роста их населения, ожидалось (к 2000 г.) увеличение общего и безвозвратного водопотребления — до 46,8 и 22,0 км<sup>3</sup>/год соответственно [13]. При этом (как и в исключительно водообильной Южной Америке) в самой бедной водными ресурсами Австралии не ожидается антропогенного увеличения атмосферных осадков и водного стока. Если в Южной Америке причина этого заключается в малости вклада прогнозируемого роста антропогенного испарения в интенсификацию природного внутриматерикового звена гидрологического цик-

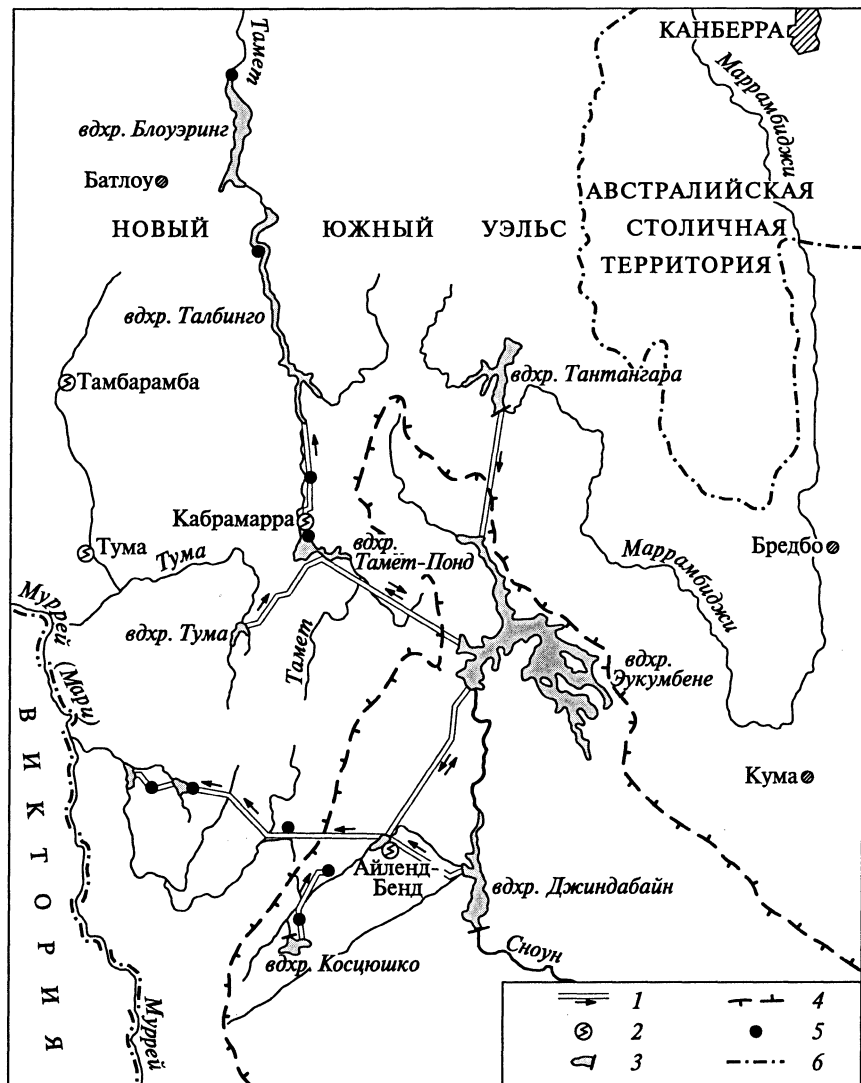


Рис. 9.3. Гидротехнический комплекс «Снежные горы» [1]:

1 — тоннели; 2 — ГЭС; 3 — плотины и водохранилища; 4 — водораздел бассейна р. Сноун; 5 — насосные станции; 6 — границы штатов

ла, то его рост в Австралии лишь увеличит атмосферный сток влаги с материка и сократит приток воды в Мировой океан, не увеличив суммарного значения атмосферных осадков из-за незначительности внутриматерикового влагооборота.

**ГИДРОЛОГИЯ АНТАРКТИДЫ****10.1. Географические особенности формирования полярного гидрологического цикла**

Антарктида имеет площадь 13,98 млн км<sup>2</sup>, почти вдвое больше Австралии. По сравнению с размерами других материков площадь ее территории небольшая, но по средней высоте — исключительно велика и составляет 2040 м (почти втрое выше остальной суши и более чем в 2 раза выше Азии). В массиве Винсон (горы Элсворт) высота достигает 5140 м (почти как у Эльбруса). Коренная подледная поверхность имеет среднюю высоту 410 м, причем часть ее находится значительно ниже поверхности океана. Длина береговой линии превышает 30 тыс. км, как у Африки. Берега представляют собой ледяные обрывы высотой в десятки метров. Значительная изрезанность Антарктического побережья выровнена громадными шельфовыми ледниками Ронне (Фильхнера) и Росса, которыми частично покрыты акватории глубоко вдающихся в сушу окраинных морей Уэдделла и Росса. Шельфовые ледники увеличивают поверхность антарктического ледяного покрова на 11 %. Оба моря — грабены Западной Антарктиды, разделенные горным хребтом Антарктанды, который продолжается и на Антарктическом полуострове, отделенном проливом Дрейка от мыса Горн на одном из островов Южной Америки.

Ледниковый покров Антарктиды содержит 23,3 млн км<sup>3</sup> воды [18] (более 90 % водных ресурсов в ледниках Земли), что соответствует ранее опубликованным данным об объеме льда на материке, равном 25,2 млн км<sup>3</sup>, а с учетом шельфовых ледников — 26 млн км<sup>3</sup>. Во льдах Антарктиды находится 84 % мирового запаса пресных вод (для сравнения, водные ресурсы Антарктиды в 1000 раз больше, чем Байкала). Если растает эта высокая ледяная шапка Земли, уровень Мирового океана поднимется более чем на 60 м, что вызовет изменение оси вращения Земли и непредсказуемое преобразование глобального гидрологического цикла.

Возраст современного ледникового покрова Антарктиды оценивают в 21 — 31 млн лет (лавразийская ледниковая эра в позднем плейстоцене), когда, по-видимому, возникло и оз. Байкал. Во время последнего максимума ледникового покрова Земли (около 17 тыс. лет назад) объем льда в Антарктиде был на 40 % больше современного (В. М. Котляков, 1986). В результате последовавшего сокращения размеров ледникового покрова на материке возникли свободные ото льда территории, составляющие около 0,2—

0,3 % поверхности континента. Они расположены на Антарктическом полуострове, на пиках Антарктандов, в том числе и массива Винсон, а также в прибрежных низменных оазисах Бангера, Вестфолль, Молодежный, Ширмахера, в сухих долинах Райт, Тейлор и др. Наибольший из них оазис Бангера имеет площадь 95 км<sup>2</sup>. Антарктиду постоянно окружает пояс морских льдов, ширина которого меняется от сезона к сезону. Летом площадь этого пояса составляет около 2,5 млн км<sup>2</sup>, зимой же она увеличивается в 10 раз.

На влагооборот в Антарктиде оказывают наибольшее влияние:

- большая высота ледникового покрова и отрицательное значение среднегодового радиационного баланса ( $-13 \text{ Вт/м}^2$ );

- очень сильная инсоляция в летний период по сравнению с другими материками. В разгар лета на Южном полюсе интенсивность солнечной радиации достигает  $450 \text{ Вт/м}^2$  вследствие положения Земли в перигелии и исключительной прозрачности атмосферы, содержащей минимальное количество водяного пара и загрязняющих ее аэрозолей. Поэтому приток солнечной энергии за круглосуточный полярный день в 1,5 раза больше, чем за безоблачный день летом в Сахаре. Но поглощение этой энергии минимально, так как среднее значение альбедо поверхности Антарктиды 95 %;

- область высокого атмосферного давления, которая в течение всего года находится над внутриматериковой зоной, в то время как вокруг континента расположен пояс низкого давления с центром барической депрессии вдоль параллели 60° ю. ш. Поступающий сюда с северо-западными ветрами океанический влажный воздух поднимается в тропосферу и на высоте 3000—4000 м образует поток океанической влаги, направленный к центру материка, поверхность которого сильно охлаждена постоянными морозами до  $-60 \dots -90 \text{ }^\circ\text{C}$ . В преобладающую здесь безоблачную и почти безветренную погоду переохлаждение и сублимация водяного пара приводят к образованию в воздухе ледяных кристаллов, оседающих на поверхность внутри материковой зоны Антарктиды. В расположенной к северу от нее зоне ледникового склона шириной 700—800 км сухая и холодная воздушная масса с температурой  $-30 \dots -60 \text{ }^\circ\text{C}$  «стекает» по поверхности ледникового покрова в условиях сильного ветра и метели. Частота этих юго-восточных ветров со скоростью до 90 м/с (более 320 км/ч), которые называют *антарктическими бурями*, достигает 360 сут/год. В узкой прибрежной зоне, где летняя температура воздуха 0—2 °С, а зимняя преимущественно  $-8 \dots -35 \text{ }^\circ\text{C}$ , погода очень ветреная со смешанными (летом) и твердыми (зимой) осадками.

Влагооборот над Антарктидой характеризуется в монографии [9] по материалам наблюдений на антарктических станциях, расположенных во внутриматериковой зоне (ст. Восток), в прибрежной зоне (ст. Мирный) и в зоне шельфового ледника (ст. Лаза-

рев). Эти данные показывают, что доля осадков местного происхождения за счет испарившейся с материка влаги крайне мала и не превышает 2 % суммарного количества атмосферных осадков. Поступление адвективной океанической влаги на материк составляет  $860 \text{ км}^3/\text{год}$ , атмосферный сток влаги с него в океан —  $540 \text{ км}^3/\text{год}$ . Возможно, оценка адвекции занижена, так как по данным осадкомерных наблюдений (8 лет на 20 метеостанциях, 17 из которых находились в прибрежной зоне), средний многолетний объем осадков, выпадающих в Антарктиде, втрое больше и равен  $2480 \text{ км}^3/\text{год}$ . При ничтожно малом испарении и суммарной величине стока с Антарктиды льда и воды в Мировой океан, принимаемой равной  $2310 \text{ км}^3/\text{год}$ , невязка ее водного баланса составляет всего  $170 \text{ км}^3/\text{год}$ , т. е. менее 7 %.

## 10.2. Структура составляющих водного баланса и их территориальное распределение

Особенности антарктического гидрологического цикла ярко проявляются при сравнении удельных величин составляющих его водного баланса со структурой осредненного за многолетний период водного баланса для всей суши (цифры в скобках), мм/год :

осадки .....	177 (800)
испарение .....	0 (485)
сток .....	165 (315)

Это соответствует среднему модулю стока  $5,2 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$  при коэффициенте стока 0,93 (0,40). Средний слой осадков в Антарктиде в 2,5 раза меньше, а сток в 4,5 раза больше, чем в Австралии, что является следствием высокого значения коэффициента стока в условиях отсутствия потерь воды на испарение и большого уклона поверхности ледникового покрова (в среднем примерно 1,8 ‰), определяющего скорость движения массы льда из внутриматериковой зоны на север к океану.

**Атмосферные осадки.** Минимальное количество осадков (менее 50 мм/год) зарегистрировано во внутриматериковой зоне Восточной Антарктиды. Здесь повторяемость дней с выпадением ледяных игл достигает 70—80 %. Четко выражен зимний максимум осадков, когда за июнь—июль выпадает 25—30 % годовых осадков.

В зоне ледникового склона Восточной Антарктиды внутригодовое распределение осадков такое же, а на склоне Западной Антарктиды оно более равномерно из-за увеличения слоя летних и осенних осадков в февральские и мартовские снегопады. При этом средний слой осадков в обоих секторах антарктического склона возрастает к северу до 200—300 мм/год, а повторяемость дней со снегопадом снижается до 10—20 %, при этом преобладает перенос снега поземкой.

В прибрежной зоне средний слой осадков увеличивается (благодаря океаническим циклонам) до более 600 мм/год на мысах Восточной Антарктиды и на Антарктическом полуострове, а на его северном и западном побережье — даже до 800 мм/год. За горами Антарктандов, на шельфовом леднике Фильхнера, слой осадков не превышает 260 мм/год. Еще меньше (180 мм/год и менее) он на берегах залива Мак-Мердо и прилежащих к ним сухим долинам Райт и Тейлор. Этот залив представляет собой наиболее глубоко вдающуюся в сушу часть моря Росса, поэтому эти долины особенно удалены от зоны океанического циклогенеза. Равномерность среднемесячного количества осадков увеличивается в прибрежной зоне еще больше, чем в зоне ледникового склона, из-за летних снегопадов и чередующихся с ними дождливых дней, повторяемость которых составляет 20 — 30 %.

Выпадение осадков на Антарктическом полуострове отличается большой межгодовой изменчивостью. В многоводные годы слой осадков достигает 1500 мм, а в маловодные — не превышает 200 мм, причем колебания слоя зимних осадков значительно больше по сравнению с летними. Даже на внутриматериковой ст. Восток, где средний слой осадков минимален (27 мм/год), годовой их слой колеблется от 10 до 30 мм. Изменение слоя атмосферных осадков включает 5—6-летний, 10—12-летний и 18—20-летний циклы, напоминающие брикнеров цикл. Цикличность обнаружена по данным ближайших к Антарктиде островных метеостанций (на островах Южная Георгия, Маккуори, Южных Оркнейских и др.). Она установлена и по колебаниям толщины годовых слоев снежно-ледяной толщи в различных районах континента, в шурфах и кернах из скважин на ледниковом покрове. По этим гляциологическим данным в последнее 20-летие XIX в. приток влаги на континент был ниже нормы, в первые 40 лет XX в. — выше нормы (до 12 %), затем он снова снизился на 20 % от нормы (к началу 1950-х годов). С фазой пониженной аккумуляции влаги ледниковым покровом Антарктиды совпадает фаза понижения уровня Каспия.

**Испарение и конденсация.** Средняя многолетняя величина испарения с поверхности Антарктиды практически равна нулю, так как испарение и конденсация влаги уравниваются друг друга. На Южном полюсе испарение, по данным наблюдений на американской базе Амундсен-Скотт, равно 3—4 мм/год в среднем за многолетний период. Летом испарение составляет 1—2 мм/мес вследствие большей интенсивности дневного испарения по сравнению с ночной конденсацией. Зимой конденсация не превышает нескольких долей миллиметра в месяц.

В зоне ледникового склона (ст. Пионерская), наоборот, в течение года преобладает конденсация (13 мм/год), достигающая в мае 3 мм/мес, а летом уменьшающаяся до 1 мм/мес и менее. В прибрежной зоне из-за сильных ветров испарение летом достигает

55 мм/год. Конденсация здесь преобладает лишь в середине зимы (2—3 мм/мес), поэтому годовой слой испарения на побережье варьирует в пределах 200—250 мм/год. Наиболее значителен он в оазисах, поверхность которых летом освобождается от снега. Так, в оазисе Бангера испарение достигает 450—600 мм/год, а в летние дни оно столь интенсивно, что практически полностью иссушает грунты арктической пустыни, отличающейся очень интенсивным выветриванием горных пород.

**Сток.** Летом таяние снега наблюдается почти на  $\frac{1}{4}$  поверхности ледникового покрова Антарктиды, где температура воздуха повышается до 1—3 °С. Талая вода повторно замерзает в снежно-фирновой толще. Сток воды в виде *наледниковых потоков* наблюдается в поясе абляции, расположенном на крутых участках северного края ледникового покрова ниже отметок 300—350 м над уровнем моря. Процесс таяния льда и снежников здесь интенсифицируется вследствие:

- максимального угла падения солнечных лучей на их поверхность при низком положении солнца над горизонтом;
- большей загрязненности этих поверхностей продуктами выветривания грунтов в ближайших оазисах;
- сильных феновых ветров, уменьшающих влажность и немного повышающих температуру воздуха.

Надледниковые потоки образуют короткие (не более 50 км) малые речки шириной 3—5 м, глубиной 1—2 м и скоростью течения до 3—4 м/с. Они существуют летом от нескольких дней до нескольких недель. Талые воды нередко заполняют замкнутые понижения, образуя наледниковые озера и «болота». Наиболее велики их размеры в тыловых частях шельфовых ледников.

Самая крупная р. Оникс возникает летом в оазисе Земли Виктории, называемом сухой долиной Райт. Она имеет длину 26 км, питается талыми водами ледника Райт и впадает в бессточное оз. Ванда (рис. 10.1). Летом 1968/69 гг. сток этой реки продолжался 7,5 недель (19.12.1968—8.02.1969) и составил более 10 млн м<sup>3</sup>, а также вызвал подъем уровня в озере на 19 см. В солнечные дни глубина реки достигала 1 м, ширина — 15 м, расход — 5,2 м<sup>3</sup>/с (S. K. Cutfield, 1972).

Сток воды с пояса абляции площадью приблизительно 150 тыс. км<sup>2</sup> не превышает 15 км<sup>3</sup>/год. Еще около 50 км<sup>3</sup>/год воды образуется на побережье материка в результате донного таяния (из-за трения о грунт) сползающих ледников. Эта вода накапливается под нижней поверхностью выводных ледников. Кроме того, происходит таяние льда находящейся на плаву части нижней поверхности шельфовых ледников вследствие теплообмена с океанской водой, но распресненная вода частично намерзает снова на эту поверхность. В результате у внешнего края шельфовых ледников образуется еще 310 км<sup>3</sup>/год талой воды. Таким





*a*

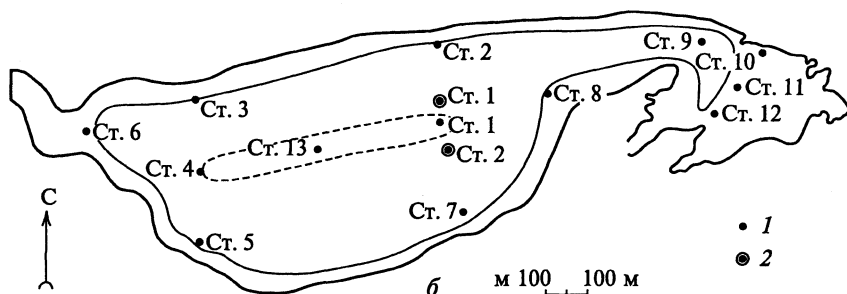


Рис. 10.1. Район межледниковых сухих долин западного побережья залива Мак-Мердо (М. Ambe, 1970):

*a* — озерно-речная система Оникс—Ванда; *б* — положение гидрологических станций на оз. Ванда в съемках экспедиций 1961/62 гг. (1) и 1965 г. (2) (А. О. Шпайхер, 1967)

образом, весь сток талой воды с ледникового покрова равен примерно  $310 \text{ км}^3/\text{год}$ , или 16 % расходной части водного баланса Антарктиды [9]. Остальные 84 % — ледовый сток в виде айсбергов. Его величину оценили двумя методами. В одном из них учитывали:

- осредненную скорость сползания ледников на участках берега трех типов (табл. 10.1);
- суммарную протяженность участков каждого типа;
- среднюю для участков толщину и плотность льда, а также удельный его расход.

Второй метод основан на анализе массы плавающих айсбергов у берегов Антарктиды. Здесь учитывали время таяния, зависящее от размера каждого из них (в среднем 6 лет). Самые круп-

## Средний сток льда с Антарктиды [9]

Тип побережья ледникового покрова	Протяженность, км	Скорость, м/год	Удельный расход, км <sup>3</sup> /(год · км)	Средний сток льда, км <sup>3</sup> /год
Выводные ледники	2860	До 1500	0,140	400
Шельфовые ледники	13 660	До 1800	0,075	1025
Остальное побережье	11 090	До 400	0,046	510
Всего	27 610	—	0,070	1935

ные айсберги могут таять в течение 12—13 лет. Полученная этим методом оценка (1620 км<sup>3</sup>/год) близка к результатам гидрометрического расчета (см. табл. 10.1), хотя может быть и заниженной из-за трудности учета массы гигантских айсбергов, откалывающихся от шельфовых ледников с периодичностью 1 раз в несколько десятков лет. Их объем в некоторых случаях достигал порядка 1000 км<sup>3</sup>, а площадь — 11 тыс. км<sup>2</sup>. Такая площадь превышает размер акватории, например, Онежского озера, объем воды в котором втрое меньше, чем ее объем в таком айсберге. Отторжение от Антарктиды айсбергов столь крупного размера определяет, в основном, межгодовую изменчивость стока с этого материка.

### 10.3. Антарктические озера

В прибрежной зоне Антарктиды обнаружено большое количество озер, которые летом вскрываются полностью или частично, другие — постоянно покрыты льдом, а третьи — не замерзают вовсе. По морфогенетическим признакам их подразделяют на:

*эпишельфовые озера-лагуны* в морских заливах прибрежных оазисов, блокированные шельфовыми ледниками. Озерная водная масса в них может быть слабо- и сильноминерализованной в зависимости от интенсивности водообмена с морем под нижней поверхностью ледника;

*экзарационные озера* в неглубоких котловинах небольшого размера, выпавших ледником и наполненные талыми водами;

*тектонико-экзарационные озера* в глубоких и наиболее крупных вытянутых котловинах, возникших вдоль линий тектонических нарушений коренных пород и обработанных затем движущимся ледником;

*каровые озера* в древних карах, вытянутых вдоль северного края коренного берега материка (например, в оазисе Ширмахера Земли королевы Мод);

*ледниково-подпрудные озера*, образованные подпором талых вод моренными грядами или краем ледникового покрова;

*наледниковые озера* на поверхности выводных и шельфовых ледников с ультрапресной водой, обычно промерзающие зимой;

*подледниковые озера*, возникшие вследствие донного таяния ледяного покрова и обнаруженные в последнее 10-летие XX в.

**Озера западного сектора Антарктиды.** Они преимущественно тектонико-экзарационного происхождения распространены в оазисах на западном побережье моря Росса (Земля Виктории) и его залива Мак-Мердо, а также на острове Росс (в районе базы Скотт озера Deer L., Terrace L., Sunk L. и др.).

**Ванда** (Lake Vanda) — наибольшее по объему и наиболее изученное антарктическое озеро (см. рис. 10.1). Оно расположено на высоте 143 м в сухой долине Райт длиной 48 км, замкнутой выводным ледником Райт.

Озеро — бессточное, *меромиктическое* (частично перемешивающееся), имеет площадь 13,6 км<sup>2</sup>, длину 8,5 км, наибольшую ширину 2,4 км и глубину до 66,5 м. При такой площади и средней глубине (из измеренных ее значений в 13 промерных точках, см. рис. 10.1), равной 28,7 м (А.О. Шпайхер, 1967), объем воды в оз. Ванда превышает 390 млн м<sup>3</sup>. Оно постоянно покрыто льдом, толщина которого летом в среднем 3,5—4,2 м при ширине закраин до 4,5 м. В приустьевом плесе, принимающем сток р. Оникс, открытая водная поверхность больше. С началом притока талой воды уровень в озере повышается на 18—54 см в зависимости от водности р. Оникс, расход воды в которой в разные годы достигал 5—7 м<sup>3</sup>/с. Поступает под лед и вода, образующаяся при подтаивании озерного льда, температура которого в разгар лета близка к 0 °С. Его толщина уменьшается за лето в среднем на 0,7 м, а структура приобретает вид длинных вертикальных кристаллов диаметром около 5 см.

На фоне медленного подъема уровня в приустьевом плесе озера зарегистрированы сейши с амплитудой 5—10 см и периодом 5—12 мин. Их параметры изменяются в зависимости от направления долинного ветра, скорость которого достигает 30—50 м/с (А. J. Heine, 1969).

Осенью после прекращения стока в р. Оникс и замерзания закраин начинается медленное понижение уровня воды в озере на 5—10 см. Одновременно увеличивается толщина сплошного ледяного покрова (до 5 м в центральном плесе и до 3,2 м в приустьевом). Долинные сухие и адиабатически нагревающиеся ветры-фены, стекающие с 300—800-метровых склонов ледников, сметают снежный покров и полируют поверхность очень прозрачного льда, вследствие чего она лишена снега. Под нижней поверхностью льда пресная водная масса (фация Cl—Ca—Na, минерализация менее 250 мг/л, удельная электропроводность  $\kappa_{18}$  более 600 мкСм/см)

имеет температуру  $0^{\circ}\text{C}$ . С глубиной она увеличивается до  $5^{\circ}\text{C}$  в слое 5—10 м и до  $8^{\circ}\text{C}$  в слое 15—40 м.

На рис. 10.2 видно, что обратная температурная стратификация в *миксолимнионе* (в перемешивающемся слое озерной водной массы) имеет слоистую структуру — чередование полностью перемешанных подледной конвекцией мезо- и макрослоев воды с микрослоями значительных вертикальных градиентов температуры и, очевидно, минерализации, которая к горизонту 40 м возрастает до 1,15‰.

В слое температурного скачка и *хемоклине* (в слое скачка солености воды) на глубине 40—60 м температура увеличивается до  $25^{\circ}\text{C}$ , а ее минерализация — до 115‰ ( $\kappa_{18}$  более 120 000 мкСм/см) при трансформированном составе преобладающих ионов (Cl—Ca—Mg) очень соленой придонной водной массы со значением рН, равным примерно 6,0. Те же значения лимнических характеристик имеет и нижележащий 6-метровый слой *монимолимниона* (не перемешивающийся слой), в котором вода коричневого цвета полностью лишена растворенного кислорода. В период 1961—1973 гг. максимальная температура в этом слое, по данным японских исследователей, снижалась с 25,7 до  $24,5^{\circ}\text{C}$  (Y. Yusa, 1974).

В подледном слое вода летом пересыщена кислородом настолько, что пузырьки газа видны не только на нижней поверхности

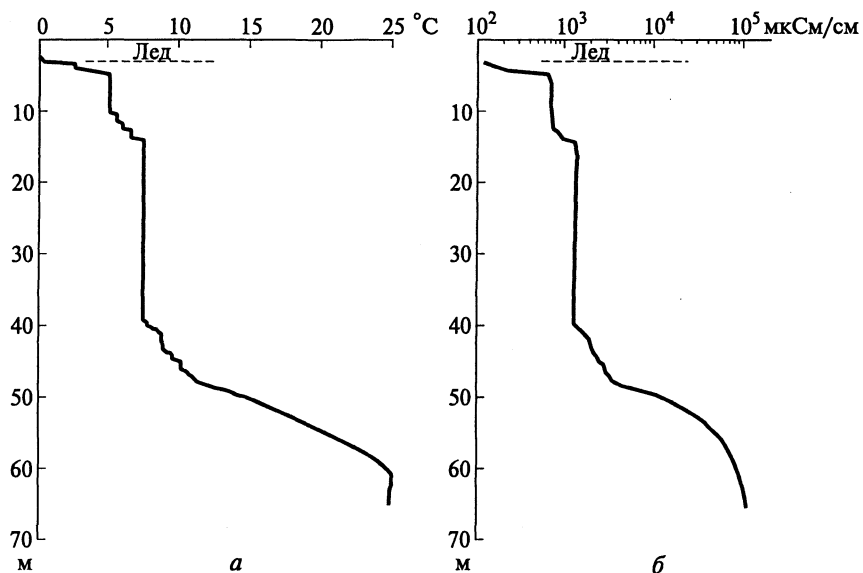


Рис. 10.2. Стратификация водной массы в оз. Ванда по данным зондирования водной толщи 02.01.1971 (Y. Yusa, 1974):

а — по температуре,  $^{\circ}\text{C}$ ; б — по удельной электропроводности воды  $\kappa_{18}$ , мкСм/см, приведенной к  $18^{\circ}\text{C}$

ледяного покрова, но и в его многометровой толще. Наблюдения за внутригодовым изменением плотности озерного льда  $\rho_{\text{л}}$  показали, что в осенний период (с марта по май), когда начинается утолщение ледяного покрова, среднее значение  $\rho_{\text{л}}$  уменьшается от 0,94 до 0,86 г/см<sup>3</sup> вследствие вмержания пузырьков кислорода. За зиму, когда фотосинтез отсутствует,  $\rho_{\text{л}}$  увеличивается до 0,92 г/см<sup>3</sup> к концу октября (S. K. Cutfield, 1972).

Гипотезы о нагреве придонной ВМ геотермальным потоком тепла или подводными термальными источниками отвергнута на основании:

- многократных градиентных измерений температуры донных отложений в разных участках озерной чаши;
- семинедельных наблюдений за температурой в 15-метровой скважине летом 1973/74 г., пробуренной в скальных породах коренного ложа озера (A. T. Wilson et al., 1974). Они показали, что поток тепла направлен от границы вода — дно в глубь иловой толщи и находящегося под ней гранита. Расчетами доказано, что термическая стратификация этого озера может определяться поглощением солнечной энергии, которая проникает сквозь очень прозрачный лед и чистую воду на глубину 50—60 м. В миксолимнионе поглощение света возбуждает поэтапное периодическое конвективное перемешивание, обеспечивающее фотосинтез синезеленых водорослей (*Anabena* и др.) аллохтонными биогенными веществами, который насыщает основную водную массу кислородом.

В поверхностном слое озера, куда поступают талые воды р. Оникс, величина рН имеет значение 7,0—7,4. В трофогенном (т.е. в слое, где выделяющийся при фотосинтезе кислород имеет концентрацию выше равновесной) прогретом до 8 °С слое солоноватой воды на глубине 15—40 м рН возрастает, а в хемоклине и под ним снижается до 7,0. Под хемоклином с очень большой устойчивостью (вертикальный градиент плотности в среднем превышает 9 кг/м<sup>4</sup>), исключаяющей возможность вертикального перемешивания вод, происходит очень медленное многовековое накопление тепла. Это явление и в других природных зонах свойственно *гелиотермическим озерам*, имеющим толщину *фотического слоя*, в котором поглощается солнечный свет, большую, чем глубина расположения хемоклина.

Химический и изотопный составы основной и придонной водных масс оз. Ванда свидетельствует о том, что обе водные массы представляют собой сильно метаморфизированную талую воду. Возможно, озеро возникло в морском фьорде, отделенном от океана ледником, многократно заполняясь ледниковыми водами в эпохи потепления климата. Уровни древних пляжей в озерной котловине показывают, что глубина озера была на 56—63,5 м больше современной, а 3 тыс. лет назад глубина озера составляла 129 м (S. K. Cutfield, 1972). При похолоданиях климата объем воды силь-

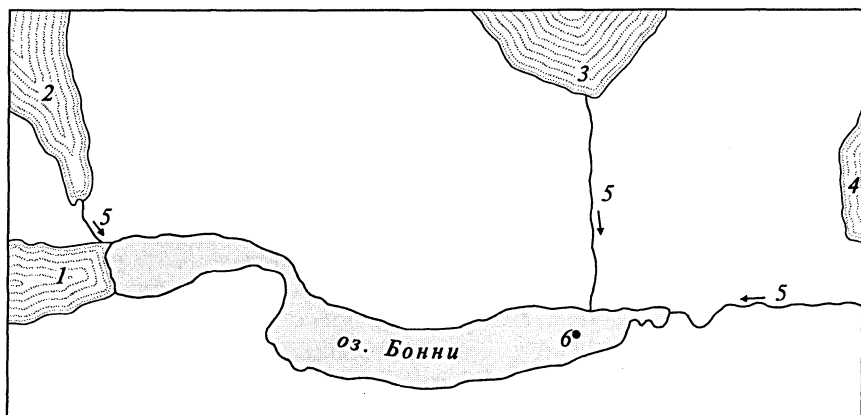
но сокращался вследствие испарения (возможно, до отметки хемоклина), что и приводило к концентрированию в озерной воде ионов в основном аэрозольного происхождения.

**Дон-Жуан-Понд** (Don Juan Pond) — небольшое рапное озерцо (размером 270 × 90 м) соленостью более 380 ‰ расположено в той же долине Райт, в 10 км к западу от оз. Ванда (см. рис. 10.1, а). Химический состав рапы на 96—99 % состоит из  $\text{CaCl}_2$  с примесью  $\text{MgCl}_2$  и  $\text{NaCl}$ . Такая рапа замерзает примерно при температуре  $-54^\circ\text{C}$ . В более сильные морозы, стоящие в этой долине несколько дней в июле, рапа в нем либо замерзает, либо полностью кристаллизуется в минерал антарктицит  $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ . Это озерцо окружено крупными скалами, поверхность большинства которых (в 1—3 м от уреза) покрыта налетом  $\text{CaCl}_2$ . Адсорбция атмосферной влаги приводит к образованию луж у подножия скал диаметром 0,3—1,2 м. В них испаряющийся раствор  $\text{CaCl}_2$  летом нагревается до  $10^\circ\text{C}$ , находясь в состоянии полного насыщения. Поэтому дно таких луж покрыто белыми шестигранными кристаллами антарктицита длиной до 1 дм (S. K. Cutfield, 1972).

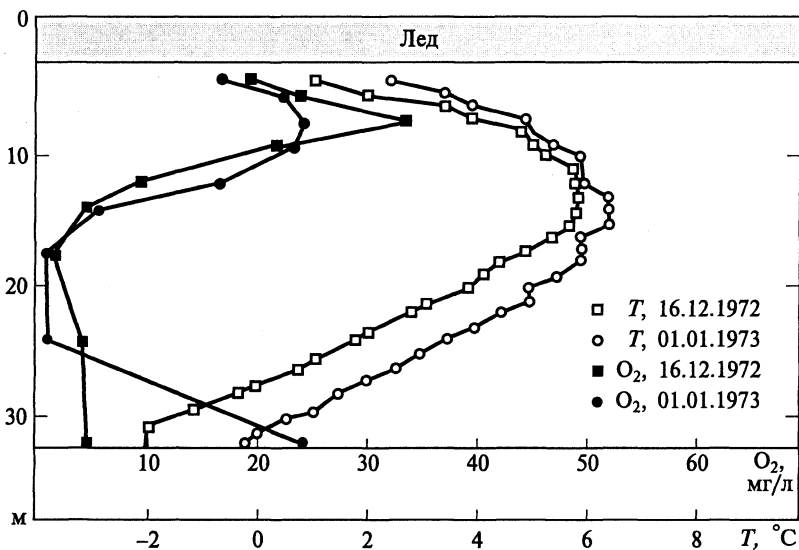
**Бонни** (Lake Bonney) — еще одно меромиктическое и гелиотермическое нескрывающееся из-под льда бессточное озеро глубиной 34 м. Оно находится в соседней сухой долине Тейлор и замыкается крупным ледником (см. рис. 10.1, а; 10.3, а). Летом оно питается водами трех ручьев, составляющими около 40 % ее притока и талыми водами ледника Тейлор. Вследствие этого термическое и химическое состояние хемоклина и монимолимниона в постоянно покрытых льдом полярных озерах Ванда и Бонни совершенно различно.

Гидрологическая структура оз. Ванда определяется смешением талых вод летом с солоноватой основной озерной водной массой вследствие конвекции только в миксолимнионе. В оз. Бонни смешение с талой водой происходит и в хемоклине на глубине 8—15 м, и под ним в соленой придонной водной массе в слое, который из-за этого лишь условно можно считать *монимолимнионом*. Температура пресной, с повышенной минерализацией основной водной массы на горизонте 4 м (в 0,5 м от нижней поверхности льда) за вторую половину декабря увеличилась с 1 до  $2,5^\circ\text{C}$  вследствие поглощения солнечной радиации, а в нижележащем 6-метровом слое солоноватой воды достигла 6— $6,5^\circ\text{C}$  (рис. 10.3, б). Хемоклин при этой температуре представлял собой конвективно перемешанный слой 6- и 3-метровой толщины (16.12.1972 и 1.01.1973 соответственно). Глубже него во все более соленой воде температура не увеличивалась (как в оз. Ванда), а наоборот, снижалась до 0 и даже до  $-2,0^\circ\text{C}$  у самого дна.

Подледный слой воды над хемоклином очень пересыщен кислородом — до 18—20 и даже до 35 мг/л (16.12.1972). В просверленную только что во льду лунку, по свидетельству исследователей, с



а



б

Рис. 10.3. Водосбор оз. Бонни и стратификация в нем водной толщи: а — ледники (1 — Taylor; 2 — Rhone; 3 — Matterhorn; 4 — Lacroix) и потоки талой воды (5), питающие озеро; б — изменение на гидрологической станции (6) летом 1972/73 гг. за две недели вертикального распределения температуры ( $T$ ) и растворенного кислорода ( $O_2$ ) (B. L. Weand et al., 1975)

шипением выходил не имеющий запаха газ. В хемоклине и непосредственно под ним концентрация  $O_2$  падала практически до 0, а ко дну возрастала до 25 мг/л (16.12.1972) (см. рис. 10.3, б). Подобные внутрисезонные изменения термического и химического режима в соленой придонной водной массе гипо- и металимниона

наблюдались и следующим летом 1973/74 гг. Причиной летнего выхолаживания гипоплимниона, роста в нем содержания  $O_2$  и концентрации сульфат-иона считают проникновение в придонный слой насыщенной кислородом талой воды, при смешении которой с соленой водой часть  $O_2$  расходовалась на окисление сульфидов до  $SO_4^{2-}$ . Другая его часть, избыточная относительно пониженной равновесной концентрации  $O_2$  в соленой воде, всплывала микропузырьками к нижней поверхности льда и накапливалась под ним вместе с фотосинтезированным в трофогенном слое кислородом. Выделение кислорода из пересыщенной им воды сопровождало апвеллинг распресняющейся соленой воды в хемоклине и выше него. К началу января 1973 г. сформировались заметные на рис. 10.3, б дополнительные конвективно перемешанные прослойки воды над и под слоем максимальной температуры размытого хемоклина.

Явление апвеллинга более соленых вод и их послойного перемешивания с основной водной массой в верхней половине озерной толщи прослеживается и в изменении вертикального распределения катионов —  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  и  $K^+$  от ноября к декабрю и январю 1973/74 гг.

**Озера восточного сектора Антарктиды.** Они преимущественно голомиктические, пресные и даже ультрапресные (табл. 10.2). Они особенно многочисленны в оазисах Молодежном (его площадь  $12,5 \text{ км}^2$ , озерность 7%) и Ширмахера ( $30 \text{ км}^2$ , озерность 4%), который из-за шельфового ледника расположен дальше от океана.

Для всех этих озер (толщина льда  $2,5—3 \text{ м}$ ) весной характерна обратная температурная стратификация с придонным максимумом до  $3,7—4,4^\circ \text{C}$ . Она возникает вследствие поглощения водой проникающей сквозь лед солнечной радиации и нагрева воды в окраинах. Во вскрывающихся озерах в начале лета температура понижается из-за потерь тепла на таяние льда, объем которого в мелких озерах достигает почти 80% водных ресурсов. *Гомотермия*, т.е. одинаковая температура во всем объеме озерной воды, сохраняется и во вторую половину лета, когда в этих *холодных мономиктических* озерах происходит слабый прогрев воды только с полным летним конвективным перемешиванием водной массы. В озерах оазиса Молодежный доминирует хлоридно-натриевый состав воды, а в расположенном на  $3^\circ$  южнее оазисе Ширмахера состав воды преимущественно сульфатно-натриевый и даже содовый из-за меньшего влияния океана по сравнению с выщелачиванием скальных пород оазиса.

**Подледниковые озера.** Теоретические расчеты, произведенные И.А. Зотиковым, показали, что там, где толщина ледника больше критической, начинается донное таяние льда. Спустя 10 лет аэролокационное зондирование ледяного купола Антарктиды, выполненное американскими и английскими исследователями, показало наличие под ним многих подледных озер. Наибольшее сре-



**Наиболее крупные озера Восточной Антарктиды с различным ледовым режимом (А. И. Орлов, Н. А. Шмидеберг, 1970)**

Название озера (в оазисе)	Объем, млн м <sup>3</sup>	Площадь, км <sup>2</sup>	Максимальная глубина, м	Сумма ионов, мг/л	pH
<i>Невскрывающиеся</i>					
Глубокое (Молодежный)	5,24	0,41	35,7	14—21	6,3
Глубокое (Ширмахера)	1,48	0,11	35,0	33	6,3
<i>Частично вскрывающиеся</i>					
Лагерное (Молодежный)	0,21	0,06	10,0	15	6,3
Поморника (Ширмахера)	0,13	0,03	12,0	22	6,1
<i>Вскрывающиеся</i>					
Теплое (Молодежный)	0,02	0,01	5,5	90	6,5
Зуб (Ширмахера)	0,78	0,49	5,0	35	7,1

ди них расположено в районе станции Восток (76°30' ю. ш. и 102—106° в. д.) под выположенной частью ледяного покрова, обнаруженной ранее радаром с искусственного спутника Земли ERS-I. Наличие здесь подледного озера подтверждено сейсмосондированием. Длина водоема 230 км, ширина — до 50 км, площадь около 10 тыс. км<sup>2</sup>, глубина — до 500 м, толщина донных отложений 100—200 м (по величине акватории водоем сопоставим с Онежским озером, но в четыре раза глубже). Температура таяния льда, толщина которого над озером 3700—4200 м, на границе с водой, по расчету, должна быть равна -2,4...-3,15 °С.

В кернах льда, добытых в сверхглубокой скважине с глубины 3623 м (в 125 м выше границы лед — озерная вода), имеется некоторое количество воздуха и бактерий, вмерзших в лед 420 тыс. лет назад. Поэтому ученые предполагают наличие в озерной водной массе древнейшей микрофлоры и микрофауны, а также плотностных течений, циркулирующих в ее подледном слое вследствие горизонтального градиента температуры воды. В 1995 г. в Кембридже состоялся международный семинар, на котором обсуждались экологические и технические проблемы изучения состава воды и донных отложений этого подледного озера. На семинаре было решено, что следует прекратить дальнейшее бурение скважины до момента окончательного решения этих сложнейших проблем\*.

\* Котляков В. М., Лориус К. Данные глубокой скважины на станции Восток характеризуют два полных климатических цикла // Изв. РАН. Серия географическая. — М., 1997. — № 2. — С. 8—23.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ВОДОХОЗЯЙСТВЕННОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ МАТЕРИКОВЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ

### 11.1. Географические особенности гидрологических циклов

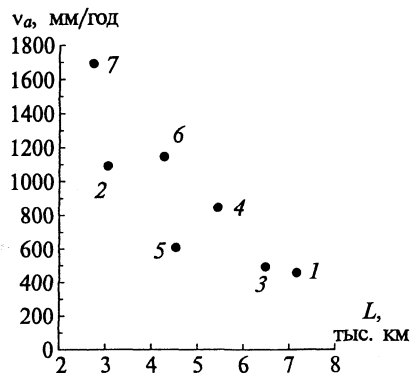
Общим источником воды рассмотренных семи материковых гидрологических циклов служит Мировой океан. Сопоставим среднюю многолетнюю потенциальную водообеспеченность материков адвективной океанической влагой. Эта характеристика глобального гидрологического цикла представлена в табл. 11.1 ее удельной величиной  $v_a$ . Она соответствует слою атмосферных осадков, которые выпали бы на поверхности каждого из материков в среднем за год при условии полной конденсации поступающей на них влаги, т. е.  $v_a = A/F$ , мм/год, где  $A$  — средний годовой объем океанической влаги, поступающей с воздушными массами на материк;  $F$  — площадь его поверхности, характерный размер которой принят равным  $L = F^{0.5}$ . Потенциальная водообеспеченность материков, как видно на рис. 11.1, различается почти в 4 раза — от 1700 мм/год (Австралия) до 450 мм/год (Евразия), а в Антарктиде она не менее годового слоя осадков 177 мм/год (см. подразд. 10.2).

В соответствии с влагонасыщенностью океанических воздушных масс наиболее велика потенциальная водообеспеченность материков, расположенных преимущественно в низких широтах (Австралия, Южная Америка, Африка). Но и во внутритропическом, и в умеренном климатических поясах четко прослеживается закономерность снижения потенциальной водообеспеченности с увеличением линейных размеров континентов (рис. 11.1).

Однако не вся влага (по-видимому, и соли), поступившая на континент с океана, выпадает в виде атмосферных осадков. От 8 % этой влаги в Евразии до

Рис. 11.1. Потенциальная водообеспеченность материков в зависимости от характерного размера их территории  $L$ :

1 — Евразия; 2 — Европа; 3 — Азия; 4 — Африка; 5 — Северная Америка; 6 — Южная Америка; 7 — Австралия



76 % в Австралии проносится воздушными массами транзитом и уходит на акваторию Мирового океана в составе атмосферного стока  $u_a$  влаги с суши.

Способность материка улавливать приходящую на него влагу характеризует отношение  $\alpha = v_a/x_a$ , названное *коэффициентом влагонеперехвата* (Эдельштейн, 1991). Его величина (см. табл. 11.1) зависит не столько от площади континента, сколько от его рельефа — высоты горных хребтов, которые преодолеваются влагонасыщенными воздушными массами. Это подтверждается сравнением величин корреляционных отношений  $R^2$  (табл. 11.2) зависимости значений коэффициента  $\alpha$  от трех морфометрических параметров, приведенных в табл. 11.1. *Абсолютная высота горных систем служит главным орографическим фактором образования осадков из океанических воздушных масс*, определяя их восхождение и конденсацию переносимой влаги.

Таблица 11.1

**Средние многолетние показатели структуры гидрологического цикла на различных континентах**

Характеристика	Евразия	Европа	Азия	Африка	Северная Америка	Южная Америка	Австралия
Размеры (без островов)*							
$F$ , млн км <sup>2</sup>	50,71	9,27	41,44	29,22	20,36	18,13	7,56
$L$ , тыс. км	7,12	3,04	6,44	5,41	4,51	4,26	2,75
$H_{\max}$ , км	8,85	5,64	8,85	5,90	6,19	6,96	2,23
$H_{\text{ср}}$ , м	824	300	950	650	700	580	600
Показатели по [9]							
$v_a$ , мм/год	452	1090	485	842	604	1142	1693
$x_a$ , мм/год	417	573	383	516	481	932	402
$\alpha = v_a/x_a$	<b>0,92</b>	<b>0,53</b>	<b>0,79</b>	<b>0,61</b>	<b>0,80</b>	<b>0,82</b>	<b>0,24</b>
$m_{\text{на}}$ , т/(км <sup>2</sup> ·год)	3,8	5,2	3,4	4,6	4,3	8,4	0,5
$k = x/x_a$	1,81	1,42	1,62	1,42	1,65	1,68	1,14
РБ, Вт/м <sup>2</sup>	60,1	51,6	62,2	90,0	53,0	92,7	92,7
LE, Вт/м <sup>2</sup>	32,8	37,1	31,8	41,0	31,8	67,5	38,4
ТО, Вт/м <sup>2</sup>	27,3	14,5	30,4	49,0	21,2	25,2	53,4
$y_{\text{pc}}$ , мм/год	243	255	240	127	308	645	37
$\chi = y_{\text{pc}}/y_a$	<b>1,30</b>	<b>0,32</b>	<b>1,05</b>	<b>0,20</b>	<b>1,18</b>	<b>1,56</b>	<b>0,02</b>
$\eta = y_{\text{pc}}/x$	0,37	0,31	0,39	0,17	0,39	0,41	0,08
$M_{\text{и}}$ , 10 <sup>6</sup> т/год	1160	300	860	621	575	533	56

Характеристики	Евразия	Европа	Азия	Африка	Северная Америка	Южная Америка	Австралия
$\Sigma_{и}$ , мг/л	94	127	87	167	92	46	201
$m_{и}$ , т/км <sup>2</sup> ·год	23	32	21	21	28	29	7
$\delta_{и} = 1 - m_{иa}/m_{и}$	<b>0,84</b>	<b>0,84</b>	<b>0,83</b>	<b>0,78</b>	<b>0,85</b>	<b>0,71</b>	<b>0,51</b>
$M_{и}$ , 10 <sup>6</sup> т/год	8340	720	7620	1720	2080	2430	360
$s$ , г/м <sup>3</sup>	678	304	767	462	331	208	316**
$m_{и}$ , т/км <sup>2</sup> ***	164	78	184	59	102	134	48

Примечания:  $F$  — площадь;  $L$  — характерный размер территории;  $H_{\max}$  и  $H_{\text{ср}}$  — максимальная и средняя высота;  $v_a$  — удельная потенциальная водообеспеченность;  $x_a$  — слой адвективных осадков;  $\alpha$  — коэффициент влагоперехвата;  $m_{иa}$  — модуль адвекции морских солей;  $k$  — коэффициент влагооборота; РБ — радиационный баланс; LE и TO — теплотери при испарении и турбулентном теплообмене;  $y_{\text{рс}}$  — слой речного стока;  $\chi = y_{\text{рс}}/y_a$  — коэффициент структуры материкового стока;  $\eta$  — коэффициент стока;  $M_{и}$  и  $m_{и}$  — масса и модуль ионного стока;  $\delta_{и}$  — коэффициент химической денудации;  $\Sigma_{и}$  и  $s$  — минерализация и мутность воды;  $M_{и}$  и  $m_{и}$  — масса и модуль стока наносов.

\* Принятые здесь размеры материков приведены в книге «Географический энциклопедический словарь. Понятия и термины» (1988) и несколько отличны от использованных в предшествующих главах значений по [9]. Вследствие этого изменены удельные значения составляющих гидрологических циклов.

\*\* Средневзвешенная по водному стоку концентрация взвеси в РВМ 52 австралийских рек, впадающих в океан (J. D. Milliman et al., 1995).

\*\*\* По [8].

Особенно сильно перехватывается океаническая влага в экваториальном поясе Южной Америки благодаря Андам, в тропических широтах Азии — горным системам хребтов от Тянь-Шаня до Гималаев, в умеренных широтах Северной Америки — Кордильерам. Благодаря особенностям рельефа слой адвективных осадков в Южной Америке вдвое выше, чем в плоскогорной Австралии, в полтора раза более потенциально водообеспеченной. По той же причине различия в реальной водообеспеченности адвективной влагой (в

Таблица 11.2

**Значения корреляционного отношения  $R^2$  для зависимостей двух показателей интенсивности внешнего и внутреннего водообмена материков от значений их морфометрических параметров**

Показатель	Максимальная высота $H_{\max}$	Средняя высота $H_{\text{ср}}$	Характерный размер $L = F^{0,5}$
$\alpha$	0,87	0,23	0,67
$k$	0,81	0,18	0,58

сравнении с потенциальной влагообеспеченностью) между европейской и азиатской частями Евразии сокращается почти вчетверо, между Африкой и Северной Америкой более чем в 10 раз.

Если из-за недостатка данных наблюдений величину концентрации ионов во всех адвективных осадках принять в первом приближении одинаковой и равной в среднем 9 мг/л (В. С. Савенко, 1976), то наибольшее поступление морских солей на единицу территории ( $m_{на}$ ) характерно для Южной Америки (см. табл. 11.1). Вдвое меньше морских солей выпадает на поверхность Евразии, Африки и Северной Америки и в 16 раз меньше — на Австралию.

Материкам-перехватчикам океанской влаги свойственен ослабленный атмосферный сток влаги с континента, поэтому интенсивен внутриматериковый гидрологический цикл с большими значениями коэффициента влагооборота  $k = x/x_a$  (см. табл. 11.1). Г. П. Калинин [6], используя оценки величины этого коэффициента для бассейна р. Оки и всей европейской части бывшего СССР, Каспия, США, Евразии и других территорий, показал, что она возрастает с увеличением размера исследуемого региона. Эта тенденция подтверждается и положительной связью  $k = f(L)$  для совокупности рассматриваемых материков, которая однако, судя по значению  $R^2$  в табл. 11.2, статистически незначима. Вместе с тем зависимость логарифмического вида величины  $k$  от максимальной высоты горных цепей статистически значима (обеспеченность  $p > 95\%$  при числе коррелируемых пар значений  $n = 7$ ).

Очевидно, что величина  $k$  определяется коэффициентом влагоперехвата  $\alpha$ , так как корреляционное отношение  $R^2 = 0,95$  положительной степенной связи между ними (рис. 11.2, б) имеет обеспеченность  $p > 99\%$ . Приведенные Г. П. Калининым в [6, табл. 6] оценки значения  $k$  для материков уточнены более детальными расчетами [9], результаты которых сведены в табл. 11.1. Они использованы для выяснения формы и тесноты статистической связи между гидроклиматическими факторами и характеристиками материковых гидрологических циклов.

*Коэффициент влагооборота  $k$*  характеризует осредненное число циклов оборота местного водяного пара, образующегося на материке вследствие испарения воды с его поверхности. Как видно из результатов статистической оценки (рис. 11.2, а), он не зависит от осредненных для территории каждого материка значений энергетических факторов местного влагооборота (РБ, LE и ТО), определяющих интенсивность испарения.

Таким образом, в масштабах материков, территории которых расположены в нескольких климатических поясах, роль теплобалансовых характеристик нивелируется. На первый план выступает преобразование потоков атмосферной влаги орографическими факторами — высотой преграждающих им путь горных хребтов и размерами пересеченной и шероховатой поверхности континента. Этот

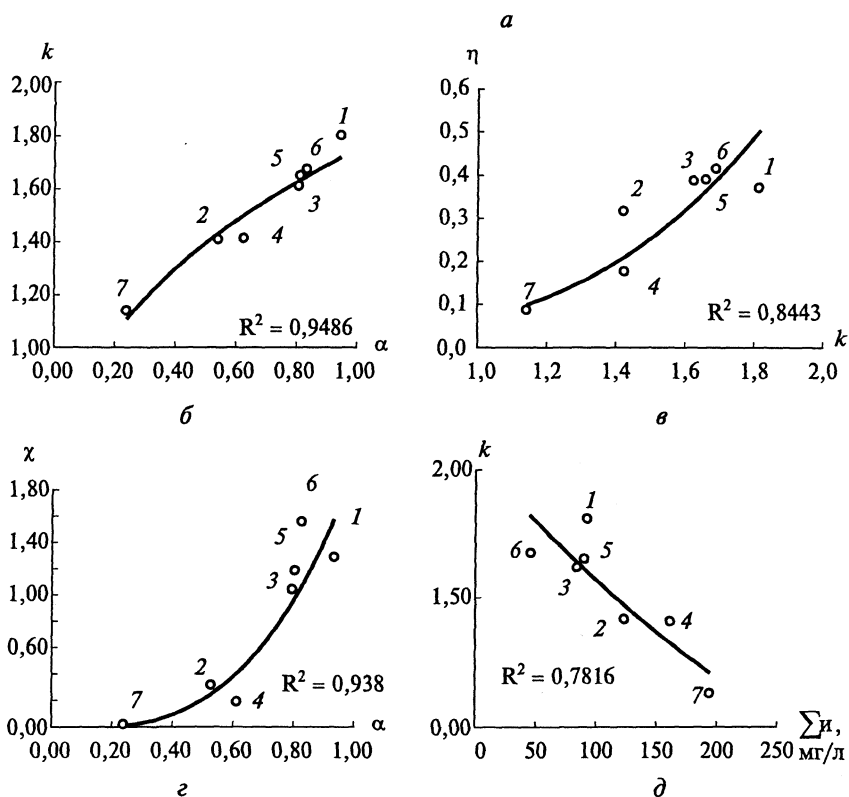
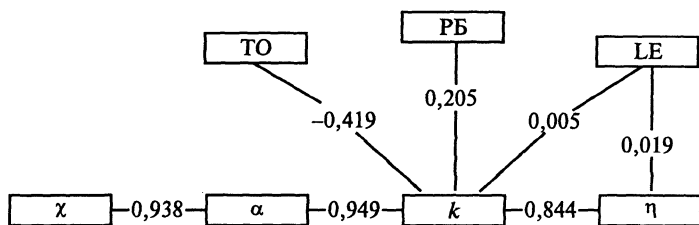


Рис. 11.2. Статистические зависимости между показателями водо- и солеобмена материков с определяющими его факторами:

*a* — значения корреляционного отношения  $R^2$  статистических связей между составляющими теплового баланса материков (ПБ — радиационный баланс, LE — потери теплоты при испарении и TO — при турбулентном теплообмене с атмосферой) и характеристиками гидрологических циклов: коэффициента влагооборота  $k$ , коэффициента стока  $\eta$ , коэффициента влагоперехвата  $\alpha$ , коэффициента структуры материкового стока  $\chi = y_{pc}/y_a$ ; *б, в, г* — вид графиков статистически значимых зависимостей между гидрологическими характеристиками; *д* — между коэффициентом влагооборота и средней минерализацией ( $\Sigma_{и}$ ) речных водных масс континента.

Нумерация материков та же, что и на рис. 11.1

вывод *важно учитывать при моделировании климатических изменений речного стока* на основе прогнозов изменения температуры воздуха и осадков по математическим моделям глобального климата.

Различия в интенсивности влагооборота в континентальных гидрологических циклах приводят к тому, что слой суммарных осадков (океанического и местного происхождения) в Азии и в Северной и Южной Америке примерно на 30 % больше их потенциальной водообеспеченности. В Европе, Африке и особенно в Австралии он существенно меньше потенциальной водообеспеченности. Интенсификация внутриматерикового влагооборота из-за перехвата потока влаги и местного испарения особенно сильна в Южной Америке. Она проявляется в росте среднего слоя осадков в Амазонии по мере удаления от океана к центру континента, в обратном плювиометрическом градиенте на восточном склоне Анд. Эти два необычных климатических явления свидетельствуют не об отсутствии континентальных воздушных масс в Южной Америке, будто бы слишком малой для их формирования [9, с. 353], а о трансформации атлантических воздушных масс в еще более влагонасыщенную континентальную воздушную массу, отличную по своим свойствам и, по-видимому, аэрозольному составу от иссушенных и запыленных континентальных воздушных масс в Евразии, Африке и Австралии.

Между коэффициентом влагооборота  $k$  и коэффициентом стока  $\eta$  на материках имеется статистически значимая (при  $p = 95 - 99\%$ ) степенная зависимость (рис. 11.2, *в*): чем интенсивней внутриконтинентальный влагооборот, тем большая доля атмосферных осадков превращается в речной сток. Это еще более усиливает дифференциацию материков по располагаемым динамическим водным ресурсам. Потенциально самая водообильная Австралия из-за наименьшего перехвата потока атмосферной влаги — материк с наименьшими водными ресурсами, а потенциально в полтора раза менее водообеспеченная Южная Америка из-за замедления Андами транзита влаги имеет в 17 раз больший речной сток. Аналогичную, но менее яркую картину дает сравнение потенциальной и реальной водообеспеченности Африки и Евразии (см. табл. 11.1).

Эффект усиления водноресурсной дифференциации материков в процессе формирования речного стока особенно наглядно демонстрируется не степенной, а экспоненциальной (статистически весьма значимой) зависимостью отношения величин речного стока воды  $u_{рс}$  и атмосферного стока влаги  $u_a$  с материка в океан  $\chi$  от значения коэффициента влагоперехвата  $\alpha$  (рис. 11.2, *з*).

На этом графике точки четко разделились на две группы — *материки-перехватчики* влаги, характеризующиеся  $\chi > 1$ , и *материки-доноры* влаги. Вторые вследствие местного испарения увеличивают атмосферный вынос влаги. В результате речной сток в океан

сокращается в 3—5 раз и более по сравнению с атмосферным стоком влаги. В экваториальном поясе материк-донор влаги — Африка по отношению к Азии, в тропическом — Австралия по отношению к Океании, в умеренном — Европа по отношению к Сибири и Средней Азии. Важно подчеркнуть, что материки обеих групп, различающиеся типом структуры континентального гидрологического цикла, сосуществуют во всех трех климатических поясах. Это еще раз подчеркивает ведущую роль орографии, консервативного в данную геологическую эпоху фактора, определяющего тот или иной тип функционирования материкового гидрологического цикла в системе ГГЦ.

Связь между средними значениями минерализации воды рек и ее стока с материков статистически значима ( $R^2 = 0,894$ ,  $p > 95\%$ ). По форме она сходна с подобными зависимостями, установленными для рек каждой из гидрохимических зон суши, напоминает кривую разбавления любого раствора. Аналогичная зависимость (статистически значимая, с несколько меньшим  $R^2$ ) имеется и между средней минерализацией речных водных масс и коэффициентом внутриматерикового влагооборота (рис. 11.2, *д*), что представляется не случайным. В результате многократного оборота влаги в местном гидрологическом цикле происходит природная дистилляция поверхностных вод вследствие увеличивающейся разбавляющей способности специфических континентальных воздушных масс, формирующихся в зоне влажных экваториальных лесов. Удельная электропроводность воды в Риу-Негру составляет 9 мкСм/см (см. табл. 8.3), содержание основных катионов в лесном ручье у г. Манауса вдвое меньше, а в дождевой воде втрое меньше, чем в реке (K. Furch, 1984). Отсюда можно заключить, что минерализация осадков, выпадающих из местной воздушной массы, втрое ниже, чем характерная минерализация океанических атмосферных осадков. Другой пример ультрапресных вод (электропроводность 3,5 мкСм/см и минерализация менее 4,0 мг/л) дают речки в бассейне р. Конго на плато Кунделунгу.

Из-за сходной с гиперболой формы связи минерализации с расходом воды  $\sum_{и} = f(Q)$  наибольшее значение среднематерикового модуля ионного стока  $m_{и} = 32$  т/(км<sup>2</sup>·год) имеет Европа, территория со средними величинами (в сравнении с остальными континентами) минерализации и стока (см. табл. 11.1). Этот показатель структуры материкового стока меньше и в более водообильной Южной Америке из-за малого значения средней минерализации речных водных масс, а также в маловодной Австралии, хотя здесь они наиболее минерализованы. В табл. 11.1 приведены и значения *коэффициента химической денудации* материков  $\delta_{и}$ , показывающие долю автохтонного ионного стока, которая формируется в результате растворения континентальных минеральных веществ. В стоке с большинства материков эта доля составляет приблизи-



тельно 80 %, а 20 % — доля адвективных солей, поступающих с океанов. Лишь в ионном стоке с самой водообильной Южной Америки доля адвективных (аллохтонных) солей возрастает до 30 %, а в стоке с самой засушливой Австралии вклад аллохтонных и автохтонных солей в ионный сток одинаков ( $\delta_{\text{и}} \approx 50 \%$ ).

Между средней мутностью речных водных масс и величиной водного стока с материка статистическая связь отсутствует ( $R^2 = 0,005$ ). Наиболее велика концентрация речных взвесей в Азии, а минимальна в Южной Америке, где она втрое меньше. Однако между средним модулем стока наносов и коэффициентом внутриматерикового влагооборота имеется статистически значимая экспоненциального вида связь ( $R^2 = 0,796$ ,  $p \geq 95 \%$ ). У материков-перехватчиков влаги средний модуль стока наносов более 100 т/(км<sup>2</sup>·год), а у материков-доноров — 50—78 т/(км<sup>2</sup>·год) из-за меньшего значения энергии водного стока, поскольку относительно мал средней уклон поверхности материка.

Таким образом, различия в структуре материковых гидрологических циклов отчетливо и статистически значимо определяют величину динамических водных ресурсов каждого из континентов, а также стока растворенных и взвешенных минеральных веществ, характеризующих важнейшие черты вещественного состава материкового речного стока.

Завершая рассмотрение речного стока на материках, важно отметить, что это природное явление — разномасштабное. В зависимости от размера рассматриваемой территории изменяется роль отдельных географических факторов его формирования. «*Реки — продукт климата*» — хорошо известное высказывание А. И. Воейкова особенно очевидно при анализе стока рек, расположенных в разных климатических (природных, ландшафтных) поясах или зонах. На малых водосборах не только горных, но и равнинных, возрастает роль рельефа (высоты, пространственной ориентации склонов, их уклона), увеличивающего разнообразие ландшафтных условий формирования склонового и руслового стока водных масс. Однако и для крупнейших рек мира сток следует считать зависящим от орографических особенностей материков. Эти особенности определяют тип внешнего влагообмена материка с Мировым океаном, а внутриматериковый гидрологический цикл еще больше усиливает различия структуры влаги, а также других переносимых веществ в речных и воздушных массах.

Изначальная неравномерность выпадения атмосферных осадков во всех регионах суши определяет колебания стока в речных системах, размах которых увеличивается суточной, синоптической и сезонной изменчивостью интенсивности испарения. Чем меньше интенсивность стока (его слой или модуль водного стока), тем выше его вариация, тем больше различия генетического состава речных водных масс в отдельные фазы водного режима. Это про-

является в большой изменчивости минерализации и мутности воды. Лишь замедление стока в речных бассейнах благодаря частичному преобразованию его поверхностной составляющей в подземную, регулированию озерами, болотами, водохранилищами и прудами способствует уменьшению его изменчивости. Увеличивающийся при этом базисный сток влияет на стабилизацию состава континентальных водных масс благодаря физическим, физико-химическим и биохимическим процессам самоочищения воды. В итоге улучшаются ее питьевые качества.

## 11.2. Тенденции преобразования материковых гидрологических циклов и крупнейшие водохозяйственные проекты

Главными гидроэкологическими проблемами большинства стран мира, несмотря на успешное развитие водного хозяйства в XX в., остаются наводнения и дефицит водных ресурсов во многих регионах суши, особенно недостаток воды, пригодной для питьевого водоснабжения.

**Ограничение наводнений.** По оценкам экспертов ООН, частота и опасность наводнений возрастают вследствие антропогенной деградации природной среды. Это связано с ростом населения и нерегулируемой урбанизацией, усиливающей уязвимость городского и сельского населения во время стихийных бедствий\*. В 1998 г. самыми частыми стихийными бедствиями были ураганы (240) и наводнения (170), принесшие 85 % общемирового материального ущерба. По сведениям, собранным Дартмутской обсерваторией наводнений Ганноверского университета (штат Нью-Джерси, США):

1. Наибольшее число наводнений (81) зарегистрировано в Азии; на территории крупнейшего материка-влагоперехватчика. Он отличается от двух других материков этого типа самой малой долей базисного стока из-за слабой естественной зарегулированности речных систем. В Азии еще недостаточно развита сеть больших водохранилищ — основных техногенных регуляторов стока средних и крупных рек (табл. 11.3). В этой таблице рассчитан *техногенный потенциал регулирования* (ТПР) стока с континента как отношение суммарной полезной емкости водохранилищ к годовому объему речного стока за его многоводные фазы при расходах, превышающих среднегодовое значение. Средняя доля полезного объема в емкости больших водохранилищ  $W_0$ , по аналогии с фондом водо-

---

\* Глобальная экологическая перспектива (ГЕО-2000 — доклад ЮНЕП ООН о состоянии окружающей среды в конце тысячелетия / Пер. с англ. — М.: Интер-Диалект+, 2000.

**Современный техногенный потенциал регулирования  
материкового стока в его многоводные фазы ( $Q_{м.ф}$ )**

Водохозяйственные характеристики	Европа	Азия	Африка	Северная Америка	Южная Америка	Австралия
ДВР, км <sup>3</sup> /год	3210	14 410	4570	8200	11 760	302
Базисный сток, % от ДВР	34	26	35	29	35	—
$Q_{м.ф} = ДВР - Q_б$ , км <sup>3</sup> /год	2120	10 660	2970	5820	7640	≈300
$n$	576	815	176	915	109	89
$\psi$ , 1/млн км <sup>2</sup>	55	19	6	46	6	12
$\sum W_n$ , км <sup>3</sup>	258	792	400	677	176	38
ТПР = $\sum W_n / Q_{м.ф}$ , %	12	7	14	12	2	13

*Примечания:*  $n$  — число больших водохранилищ объемом  $W_0 > 0,1$  км<sup>3</sup> (А. Б. Авакян, В. Б. Яковлева; 1999);  $\psi = n/F$  — плотность сети водохранилищ на материке с площадью  $F$ ;  $\sum W_n \approx 40\% \sum W_0$  — их суммарный полезный объем.

хранилищ России\*, принята равной 40 %, а доля вызывающего наводнения стока многоводных его фаз получена по разности величин среднего годового стока рек, т.е. *динамических водных ресурсов* (ДВР) и базисного речного стока  $Q_б$ .

2. Число погибших в наводнениях 1998 г. составило 156 тыс. человек. При этом 2/3 жертв наводнений приходится на Африку, где количество наводнений было втрое меньше, чем в Азии. Несмотря на большой суммарный потенциал имеющихся там водохранилищ, наводнения стали самыми губительными вследствие не только малой плотности сети водохранилищ, но и явно недостаточного суммарного их полезного объема в северном, западном и центральном гидрологических районах континента с низким базисным стоком ( $\varphi < 0,30$ ). Возможно, противопаводковому регулированию стока диспетчерские службы крупнейших энергетических гидроузлов экваториальной Африки уделяют недостаточное внимание. Там заинтересованы в минимизации предупаводковой сработки полезного объема обширных водохранилищ для увеличения выработки электроэнергии.

3. Суммарный материальный ущерб от 13 наводнений в 1998 г. оценен в 157 млрд долл., из которых наибольшие потери на сумму 109 млрд долл. понесло хозяйство в Южной Америке. На этом материке-влагоперехватчике еще более водообильном, чем Азия, явно недостаточен техногенный потенциал регулирования речно-

\* Вода России. Водоохранилища. — Екатеринбург: Аква-Пресс, 2001.

го стока. Плотность сети больших водохранилищ здесь до сих пор втрое ниже, чем в Азии (см. табл. 11.3), несмотря на продолжающееся интенсивное гидротехническое строительство.

4. Число жертв (285 чел.) 20 наводнений, зарегистрированных в 1998 г., и материальные убытки (710 млрд долл.) минимальны в Европе, материке-доноре, где из-за структуры материкового гидрологического цикла масштаб наводнений не столь велик, как в Азии и Южной Америке, а главное, в 3—9 раз более значительна плотность сети крупных водохранилищ. Существенно сокращены число жертв и ущерб от наводнений в Северной Америке — материке-влагоперехватчике с крайне изменчивым режимом речного стока. В США создана самая густая сеть водохранилищ, среди которых около половины имеют исключительно противопаводковое назначение. По оценке О. С. Оуэна, средняя ежегодная эффективность таких водохранилищ оценивается в целом для США в 150—200 млн долл.

Тем не менее регистрируемые до сих пор жертвы и материальные убытки от наводнений, как это ни парадоксально, нередко связаны с сооружением плотин в речных долинах. В нижних бьефах гидроузлов наблюдается увеличение урбанизации пойм. Эта негативная в социальном отношении тенденция отмечается во многих странах мира (США, России, Бразилии, Индии) и является следствием в корне ошибочного (но бытующего среди населения и незнакомых с гидрологией муниципальных служащих) мнения, что водохранилища предотвращают наводнения. В действительности, водохранилищами только лишь ограничивают наводнения. Уменьшая на гидроузлах максимальные расходы воды, сокращают частоту речных наводнений, высоту и площадь затопления поймы. Но наводнения редкой повторяемости в нижних бьефах гидроузлов неизбежны так же, как и случавшиеся несколько раз в столетие природные катастрофические наводнения до регулирования стока. При таких гидрологических условиях диспетчерская служба гидроузла обязана осуществлять сброс воды через все его водоводы и водосбросы для предотвращения разрушения плотины. При максимальном расчетном расходе сброса воды, обеспеченность которого 1% (и тем более 0,1%), происходит затопление поймы в нижнем бьефе гидроузла.

При правильно организованном оповещении населения об этом вынужденном водохозяйственном мероприятии человеческие жертвы маловероятны. Материальный ущерб может возмещаться при проведении соответствующей политики страхования имущества.

В настоящее время все более распространенным становится утверждение о происходящем на всех континентах учащении экстремально многоводных и маловодных фаз речного стока. Одни специалисты считают это следствием природного или антропо-

генного потепления климата на Земле. Другие видят причину этой тенденции в том, что почти все виды нарастающего антропогенного преобразования ландшафтов речных бассейнов увеличивают внутри- и межгодовые колебания речного стока. Такова его реакция на вырубку лесов, осушительные и ирригационные мелиорации земель, их урбанизацию, а также на разнообразные виды реконструкции русловой сети и отбор воды на промышленное и хозяйственно-бытовое водоснабжение. Увеличение колебаний водного стока неизбежно усиливает изменчивость концентрации растворенных и взвешенных веществ, ухудшая питьевые и технологические качества водных ресурсов. Это обостряет дефицит пригодной для водоснабжения воды.

**Устранение водного дефицита.** В регионах с дефицитом воды используются восемь видов мероприятий (табл. 11.4), технология которых продолжает совершенствоваться в целях снижения себестоимости получаемых дополнительных водных ресурсов.

Из приведенного в табл. 11.4 перечня водохозяйственных мероприятий видно, что:

одни направлены на увеличение вовлекаемых в континентальный гидрологический цикл чистых вод (стимуляция осадков, опреснение морских вод, использование талой воды айсбергов);

другие — на сбережение и охрану водных ресурсов (совершенствование орошения, очистка сточных вод);

третьи — на пространственно-временное их перераспределение посредством сооружения каналов и водохранилищ.

По мнению Г. П. Калинина [6], перераспределение водных ресурсов позволяет подняться в их использовании и охране с локального (местного) уровня до бассейнового и даже межбассейнового уровней. Перераспределение будет применяться все больше по мере развития производительных сил общества. Сокращение числа сооружаемых в мире больших водохранилищ в конце XX в. — явление временное, так как только такие водоемы способны осуществлять глубокое сезонное и многолетнее регулирование стока в крупных водохозяйственных системах и обеспечивать межзональное его перераспределение. Замедление роста техногенного потенциала регулирования стока объясняют двумя причинами:

а) ростом затрат на сооружение гидроузлов и водохранилищ, так как удобные створы в обжитых районах суши исчерпаны (особенно в Северной Америке и Европе). В менее благоприятных для гидротехнического строительства условиях *удельные затопления земель* (т. е. отношение площади водохранилища к его объему) увеличиваются до неприемлемого размера (с экологических и экономических позиций);

б) негативным отношением части населения к преобразованию окружающей среды.

**Капитальные затраты при локальном получении дополнительных водных ресурсов [13]**

Мероприятие	Капитальные затраты, млн долл./км <sup>3</sup> воды	Примечание
Активное воздействие на облака	1 — 5	Эксперименты в Калифорнии, Скалистых горах, на Великих равнинах США, на Северном Кавказе и в Украине, в бассейне оз.Тивериядское в Израиле, в Австралии показали возможность увеличения осадков на 5 — 15 %
Регулирование стока водохранилищами	50 — 80	Стоимость затопления земель быстро увеличивается
Зачернение горных ледников	50 — 100	Эффективность увеличения таяния льда зависит от смены погоды
Территориальное перераспределение стока	100 — 800	Обычно включает и регулирование стока в речной системе-доноре
Очистка сточных вод	200 — 1500	Удорожается при смешанной канализационной сети отведения промышленных стоков с коммунально-бытовыми сточными водами
Опреснение: а) дистилляцией б) мембранным методом	600 — 1600 100 — 700	В 100 странах мира в 1980 г. получено 3,0 км <sup>3</sup> /год (25 % — в Саудовской Аравии)
Использование айсбергов	500 — 700	Буксировка из антарктических морей
Реконструкция оросительных систем	700 — 900	Замена самотечного орошения и дождевания на капельное и мелкодисперсное орошение, снижающее водопотребление в 4 — 5 раз, увеличивающее урожай в 1,5 — 2 раза и исключающее сброс загрязненных дренажных вод

В связи с этим в 1998 — 2000 гг. была организована работа Всемирной комиссии по большим плотинам (ВКП). Ее целью был анализ роли больших плотин в экономическом и социальном развитии мирового сообщества, оценка альтернативных путей развития водных и энергетических ресурсов, а также разработка между-

народных стандартов проектирования, строительства и эксплуатации плотин. Большими плотинами названы гидросооружения высотой не менее 5 м и объемом водохранилища более 3 млн м<sup>3</sup>. ВКП установила, что таких плотин в мире построено не менее 45 тысяч и на них производят 19 % электроэнергии. Половина этих плотин предназначена в основном для ирригации. Водой водохранилищ орошается 30—40 % поливных земель, на которых производится примерно 12—16 % продуктов питания. В 75 странах плотины снижают риск наводнений. При этом от 40 до 80 млн чел. были переселены при сооружении водохранилищ.

Исследования ВКП подтвердили долговечность больших плотин. Однако в большинстве случаев экономические и технические цели водохозяйственных проектов были достигнуты не в полной мере:

- большие плотины ирригационного назначения, как правило, не возмещали затрат, оказываясь менее выгодными, чем ожидалось;
- гидроэнергетические плотины обеспечивали как пере-, так и недовыполнение плановых показателей;
- водоснабженческие плотины в большинстве случаев не возмещали затрат, имея низкие экономические показатели;
- противопаводковые плотины эффективны, но привели к большей уязвимости населения из-за уплотнения заселенности земель, подверженных наводнениям;
- многоцелевые плотины нередко менее эффективны, чем одноцелевые, вследствие ожидания слишком больших результатов и значительного перерасхода средств на строительство и компенсацию вызванных ими убытков.

ВКП дала глубокую экономическую и социологическую оценку последствий водохозяйственного преобразования рек большими плотинами. Их воздействие на экосистемы *«больше негативное, чем позитивное»*. Это относится, по-видимому, лишь к девственным экосистемам, а не к уже трансформированным другими формами хозяйственной деятельности общества.

В целом ВКП *«пришла к убеждению, что более не может быть никаких оправданных сомнений по следующим ключевым моментам:*

- плотины внесли большой вклад в общественное развитие и принесли весьма существенные выгоды;
- во многих случаях за эти выгоды заплачена необоснованно высокая цена переселенцами, налогоплательщиками и природной средой;
- недостаточно справедливое распределение выгод поставило под сомнение эффективность многих плотин как средства удовлетворения потребностей развития;
- привлечением к обсуждению всех тех, чьи права затрагиваются при различных вариантах водного и энергетического развития, могут быть созданы условия для разрешения конфликтов и удовлетворения интересов граждан;

• обсуждение общественностью повысит эффективность проектов по развитию водных и энергетических ресурсов... способных наиболее полно удовлетворить потребности развития»\*.

Эти принципы предлагаемой ВКП методологической основы для принятия водохозяйственных и энергетических решений особенно важно соблюдать в отношении имеющихся грандиозных проектов межзональной переброски стока с целью ликвидации острейшего дефицита водных ресурсов в особо безводных регионах Азии, Африки, Северной Америки и Австралии.

**Проекты межзонального перераспределения и увеличения водных ресурсов.** Анализируя уже осуществленные и разрабатываемые в мировом водном хозяйстве проекты перераспределения водных ресурсов из районов их избытка в районы дефицита воды, И. А. Шикломанов и О. Л. Маркова [13] предложили оценивать *масштаб переброски стока* показателем (МП), пропорциональным ежегодному объему водных ресурсов  $Q$  (км<sup>3</sup>/год), перебрасываемому по водному тракту, и длине тракта  $L$  (км), т. е.  $МП = QL$  (км<sup>4</sup>/год).

Среди действующих в 1985 г. перебросок воды: среднего масштаба — по 24 трактам (МП = 100 — 1000 км<sup>4</sup>/год), крупного масштаба — по 19 трактам (МП = 1000 — 5000 км<sup>4</sup>/год) и очень крупного масштаба — по 9 трактам (МП > 5000 км<sup>4</sup>/год). К последним относятся самый большой по расходу (13 км<sup>3</sup>/год) канал Нармада (МП = 13 000 км<sup>4</sup>/год) на западе Индии и еще не заверченный проект наибольшего по протяженности Каракумского канала (1100 км) в Туркмении (от Амударьи до г. Красноводска на восточном берегу Каспия) (МП = 12 100 км<sup>4</sup>/год). К 1983 г. длина Каракумского канала достигла 1266 км, а забор воды из Амударьи — 8,3 км<sup>3</sup>/год (МП = 10 500 км<sup>4</sup>/год) [2].

**Проект «Сибирь — Арал».** В соответствии с правительственным решением в СССР были выполнены проектные проработки (1976 — 1980 гг.) возможности переброски части стока северных и сибирских рек в Казахстан, Среднюю Азию и в бассейн р. Волги. Наиболее масштабным вариантом среди этих проектов был Главный Сибирь-Аральский канал. По нему планировалось подать 27,2 км<sup>3</sup>/год воды из р. Оби (≈ 7 % ее среднего многолетнего стока) через водораздел в Тургайской ложбине в бассейн Аральского моря (МП ≈ 60 000 км<sup>4</sup>/год). Значимость этой переброски обосновывалась необходимостью увеличения площади орошаемых земель в бассейне Аральского моря с 6,9 млн га (1980) до 10,2 млн га к 2005 г.\*\*. В состав Сибирь-Аральского водного тракта (рис. 11.3) длиной более 2200 км входили:

\* Плотины и развитие: новая методическая основа для принятия решений. Отчет Всемирной комиссии по плотинам / Пер. с англ. — London: World Commission on Dams, 2000.

\*\* Проблема территориального перераспределения водных ресурсов / Под ред. Г. В. Васильева и Д. Я. Ратковича. — М.: ИВП АН СССР, 1985.



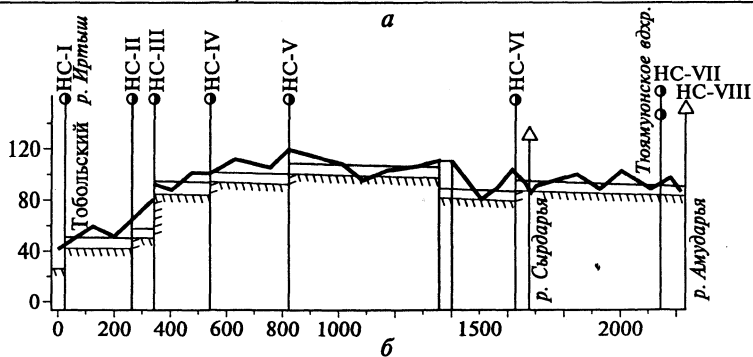
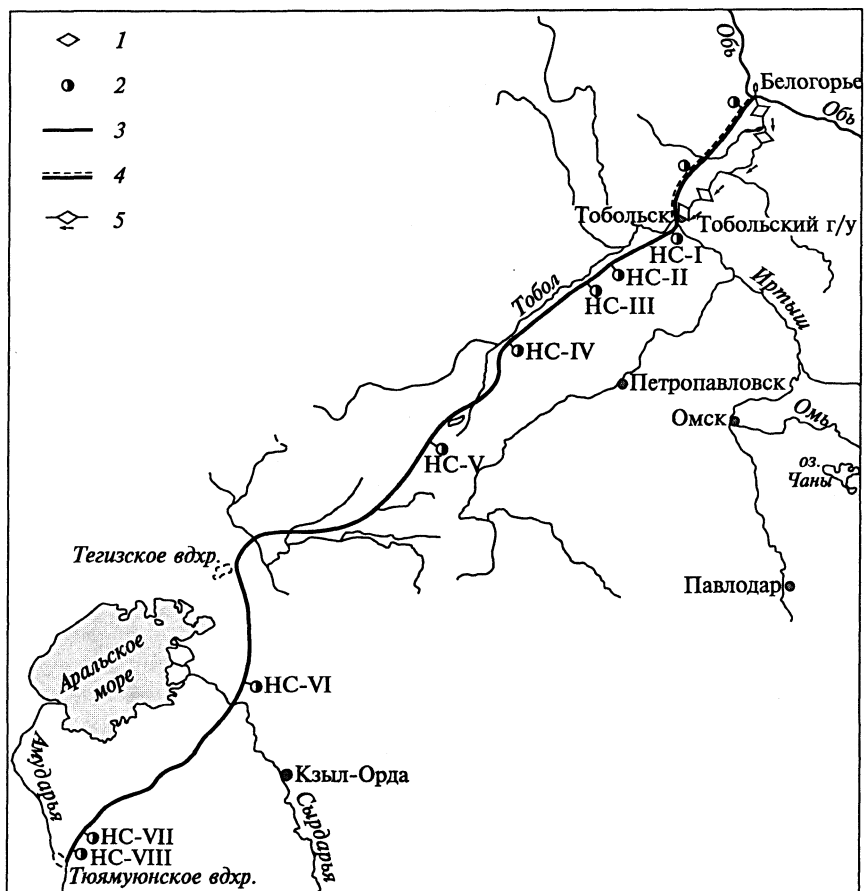


Рис. 11.3. Тракт Главного Сибирь-Аральского канала:

*a* — схема тракта от Белогорьевского водозабора в русле Оби до Туямунского водохранилища на Амударье: 1 — гидроузел (г/у); 2 — насосная станция; 3 — главный канал переброски стока; 4 — левобережный Иртышский канал; 5 — Анти-Иртыш; *б* — продольный профиль тракта

1. Левобережный канал от бесплотинного водозабора в русле Оби у с. Белогорье по пойме Нижнего Иртыша (альтернативные ему варианты — правобережный канал или Анти-Иртыш, т. е. каскад из трех русловых водохранилищ на Нижнем Иртыше) с 2—3 насосными станциями. Они должны были осуществлять подъем в Тобольское водохранилище (на 26,5 м) 1150 м<sup>3</sup>/с воды в теплое время года, зимой — 650 м<sup>3</sup>/с.

2. Левобережный канал в пойме Тобола и его правобережного притока р. Убаган, заполняемый водой из Тобольского водохранилища. Его гидроузел проектировался на р. Иртыш в 13 км ниже устья Тобола. На этом втором участке трассы рассматривались два альтернативных варианта — Анти-Тобол и правобережный канал с четырьмя насосными станциями, поднимающими воду еще на 45,5 м (суммарная высота подъема воды на тракте 76 м).

3. Самотечный канал (от 820 до 1630-го км трассы), пересекающий плоский водораздел бассейнов рек Тобол и Тургай между солеными озерами Кушмурун и Сарымоин, и далее по правобережной пойме рек Сарыозень и Тургай до насосной станции вблизи г. Джусалы на Сырдарье.

4. Тегизское наливное водохранилище, заполняемое водой из канала на 1374-м км и опорожняемое в канал на 1395-м км трассы, предназначенное для сезонного регулирования переброски воды. Его объем (при НПУ = 99,4 м) равен 5,4 км<sup>3</sup>, а высота призмы полезного объема — 10,6 м. Ниже водохранилища пропускная способность канала снижается с 1150 до 800 м<sup>3</sup>/с, вследствие наполнения Сырдарьинского магистрального оросительного канала.

5. Конечный участок трассы канала в междуречье Сырдарьи и Амударьи проектировался в двух вариантах:

а) Верхний канал вдоль горизонтали 90 м абс. с двумя насосными станциями и завершением переброски воды в проектируемом Тюямуюнском водохранилище на Амударье выше г. Турткуль;

б) Нижний канал по горизонтали приблизительно 80 м абс., заканчивающийся в проектируемом Тахиаташском водохранилище у г. Нукус в вершине дельты Амударьи.

Расчетная скорость течения воды в каналах трассы летом на различных ее участках варьирует от 0,62 до 1,14 м/с в зависимости от ложа канала. На трассе планировалось строительство 13 противаварийных перегораживающих сооружений для возможности осушки отдельных участков каналов. Потери на испарение оценивались в 0,85 км<sup>3</sup>/год воды (3 % объема переброски), в том числе 0,15 км<sup>3</sup>/год на участке до Тегизского водохранилища, 0,57 км<sup>3</sup>/год — с его акватории и 0,13 км<sup>3</sup>/год — с остальной части водного тракта. Фильтрационные потери воды на трассе переброски стока оценивались в 71 м<sup>3</sup>/с (9 % среднего расхода переброски) в начальный период эксплуатации канала, а приток подземных вод — до 4 м<sup>3</sup>/с.

По прогностическим расчетам солевого баланса перебрасываемых вод их среднегодовая минерализация должна была возрасти от 250 мг/л (у обского водозабора) до 480 мг/л (у ответвления Сырдарьинского канала) и до 555 мг/л (в конце канала). Это могло снизить минерализацию водной массы Сырдарьи с 1700—2000 мг/л и более до 1500 мг/л. В этом случае речная вода вновь могла бы стать пригодной для орошения хлопчатника. Зона отчуждения вдоль канала должна была ограничиваться лесополосой и подлежать залужению.

Гидрологические расчеты В. А. Скорнякова (1976) показали, что возведение Тобольского гидроузла могло исключить затопление высокой поймы нижнего Иртыша и расположенных на ней населенных пунктов, огородов и полей, улучшить условия освоения месторождений полезных ископаемых, в то же время урожайность травостоя на верхней пойме могла уменьшиться. Снижение высоты половодья на Нижнем Иртыше и уменьшение подпора в низовьях его притоков и на средней Оби должно было способствовать увеличению их дренирующей способности.

По прогностическим гидродинамическим расчетам ожидалось снижение уровня воды в устье Иртыша (у г. Ханты-Мансийска) от 1 м зимой до 3—4 м в мае и октябре. Средний уровень воды в Оби от устья Иртыша до г. Салехарда в навигационный период мог бы снизиться на 0,6—1,3 м, что привело бы к сокращению площади затопляемой обской поймы на 20 %. Снижение температуры воды в Нижней Оби даже в маловодный год в июле—августе не превысило бы 1 °С, а изогалина 15 ‰, определяющая биологическую продуктивность Обской губы, могла бы сместиться к югу на 200 км. Таким образом, планируемый отъем стока Иртыша и Оби приводил бы лишь к локальным изменениям гидрофизических характеристик в Обской губе протяженностью 800 км и большую часть года покрытую льдом.

Вторая очередь проекта «Сибирь—Арал» предполагает удвоить отбор воды из Оби. Для этого потребуется соорудить на ней Колпашевское водохранилище или водохранилища в низовьях ее правобережных притоков (реки Кеть, Чулым, Томь). Оттуда по каналу, трасса которого проектировалась в нескольких альтернативных вариантах, обская вода могла быть перебросана в район г. Заводоуковска и далее по главному каналу направлена на юг к Тегизскому водохранилищу. А из него — на восток к Сырдарье и на запад по двум каналам до г. Уральска на р. Урал и до г. Шевченко на берегу Каспия. Предусматривалась возможность и третьей очереди переброски Сибирь—Арал — при необходимости подать в проектируемую водохозяйственную систему по р. Кеть еще и воду Енисея. Для этого удобна долина его левобережного притока р. Кас, где в болоте Комарное у дер. Шлюз-Мокряки практически нет водораздела между бассейнами Оби и Енисея.

**Проект «Инга»** по орошению в Африке земель в Сахаре еще более грандиозен, чем проект «Сибирь—Арал». Для его реализации требуется на р. Конго в районе порогов Ливингстона воздвигнуть 250-метровую плотину. Мощность ГЭС на этом гидроузле составит 20—25 тыс. МВт (как сооружаемые в Китае ГЭС в составе гидроузла Санься) с ежегодной выработкой электроэнергии, превышающей ее затраты на межзональную переброску стока р. Конго. Выше этого гидроузла возникнет громадное водохранилище площадью 900 тыс. км<sup>2</sup> (в 2,5 раза крупнее Каспия и в 13 раз больше крупнейшего в мире озерно-котловинного водохранилища Виктория), т. е. воссоздастся древнее оз. Бусир. При сравнительно небольшом подъеме воды из одного из самых крупных плесов этого водохранилища, который возникнет в долине правого притока Конго р. Убанги, через невысокий водораздел в районе г. Банги — столицы Центральноафриканской Республики — воду по короткому каналу планируется направить в бассейн р. Шари и пополнить водные ресурсы оз. Чад. От котловины этого озера предлагается проложить магистральный ирригационный канал на север в Тунис до залива Габес Средиземного моря. Этот канал будет иметь длину 6,5 тыс. км (как р. Нил, но более многоводный) и обеспечит водоснабжение и орошение 60 млн га [9], т. е. почти 10 % территории Сахары.

**Проект «Каттара»** состоит в обводнении впадины Каттара глубиной –133 м, расположенной в Ливийской пустыне на севере Египта. Площадь этой безводной впадины около 20 тыс. км<sup>2</sup>, ее западные и северные склоны обрывисты, высотой до 100 м, у их подножия находятся солончаки. Проект предусматривает сооружение канала длиной 76 км, по которому в котловину поступит средиземноморская вода из района г. Александрии и образуется наливное водохранилище в 300 км длиной и до 100 км шириной, площадью при НПУ 12,1 тыс. км<sup>2</sup> [1], в 2,5 раза больше, чем водохранилище Насер с Асуанской ГЭС на Ниле. Сброс морской воды предлагается производить через ГЭС, мощность которой при напоре 60 м составит 1,2 тыс. МВт. Затем может быть построено (на соседнем плато с отметками около 200 м) верховое водохранилище ГАЭС Каттара-2 такой же мощности. Этот гидроэнергетический комплекс превысит мощность Асуанской ГЭС на Ниле. Кроме того, появится возможность добычи с плавучих платформ нефти и газа, извлечению которых в настоящее время препятствуют солончаковые болота на дне котловины. При испарении воды с водохранилища (1800 мм/год) спустя 80 лет соленость в нем достигнет 330 ‰. Это послужит предпосылкой возникновению здесь галургической промышленности. Проект, по оценкам экологов, благоприятен тем, что испарение со столь обширного водохранилища увеличит влажность воздуха и частоту выпадения осадков в безводном районе, что несомненно улучшит не только

местные климатические условия, но и климат в прилежащих, наиболее плотно заселенных районах Египта.

**Проект «Североамериканский водноэнергетический альянс» (NAWAPA)** состоит в переброске части стока рек Юкон, Фрейзер, Пис-Ривер, Атабаска и Колумбия в огромное водохранилище-распределитель водных ресурсов (свыше  $120 \text{ км}^3/\text{год}$ ), запроектированное в Скалистых горах. Из него они будут направлены на восток — в степные районы Южной Канады и оз. Верхнее, а также на юг — в Калифорнию, Аризону и Мексику [9]. Главными водохранилищами трассы переброски в проекте станут исключительно емкие водохранилища на р. Юкон — Рамперт-каньон ( $1600 \text{ км}^3$ , в 10 раз больше Братского) и Калтаг ( $240 \text{ км}^3$ ).

В Австралии разработан проект переброски части стока рек Талли, Бердикин и Гилберт, Флиндерс через водораздел в р. Томпсон — приток Куперс-Крика для орошения засушливых северо-восточных районов бассейна оз. Эйр. Котловину этого озера планируется пополнить морской водой, проложив самотечный канал из залива Спенсера через котловину оз. Торренс. Это позволит стабилизировать размер акватории оз. Эйр (на площади около  $9,6 \text{ тыс. км}^2$ ) для гарантированного водообеспечения опреснительных установок, развития питьевого водоснабжения и орошения на юге страны [9].

Перечисленные неосуществленные проекты (есть и другие) требуют очень больших капиталовложений с нескорой окупаемостью. Против их реализации выступают активные участники общественного движения за защиту природы, которые считают, что крупные переброски стока приведут к непредсказуемым неблагоприятным экологическим последствиям.

Однако важно то, что перечисленные крупнейшие в мире водохозяйственные проекты направлены на решение острейшей проблемы преодоления дефицита питьевой и оросительной воды. Велика вероятность того, что уже в XXI в., по мере еще большего увеличения плотности населения в мегаполисах, стремление общества к комфортным условиям жизни и питания приведет к изменению стоимостной оценки качественных водных ресурсов. Совершенствование экологических знаний поможет найти пути устойчивого развития на основе разумного природо- и водопользования с учетом специфики материковых гидрологических циклов.

## Заключение

Обобщение современных знаний о глобальном гидрологическом цикле и образующих его континентальных циклах формирования, перемещения и трансформации генетически и качественно различных водных масс в гидрографической сети материков показывает тесную взаимосвязь интенсивности этих процессов. На территории материков, расположенных в нескольких климатических поясах, на первый план выступает преобразование потоков атмосферной влаги орографическими факторами — высотой преграждающих им путь горных хребтов и размерами пересеченной и шероховатой поверхности континента. Это необходимо учитывать гидрологам при моделировании климатических изменений речного стока на основе прогнозов изменения температуры воздуха и осадков с использованием моделей глобального климата.

Орографически обусловленные особенности структуры внешнего и внутреннего водообмена материков-доноров и материков-лагоперехватчиков несомненно служат причиной как различия потенциальных и реальных водных ресурсов, так и остроты гидроэкологических проблем развития общества на их территориях. Свойственная материкам-лагоперехватчикам природная интенсификация внутреннего влагооборота увеличивает остроту проблем ограничения масштабов затопления местности и ослабления водного дефицита, решение которых видится лишь во все более глубоком регулировании речного стока, в его межбассейновом и межзональном перераспределении с помощью водохозяйственных систем.

Неизбежность развития в этом направлении (на фоне совершенствования систем экономии водных ресурсов) мирового водного хозяйства вызвана стремлением к полному удовлетворению потребности общества в качественной питьевой воде, здоровой и разнообразной пище, комфортности жизни. Для этого, по мнению экспертов Всемирной комиссии по плотинам, требуется в среднем не менее 50 л/сут чистой воды на каждого жителя планеты.

На этом пути развития мирового водного хозяйства возникают многочисленные технические и социально-экономические проблемы, решение которых тормозится не только различным уровнем экономического развития многочисленных стран. Они сильно отличаются размером и географическим положением, плотностью и темпами роста населения и его усиливающейся миграцией, нео-

динаковыми экологическими знаниями различных слоев населения, несовершенством законов, регулирующих отношение общества к окружающей природной среде.

К числу важнейших технических проблем Г. П. Калинин относил возможность тяжелых последствий перебоев водоснабжения, вероятность которых несомненно увеличивается с усложнением структуры водохозяйственных систем. Особенно это относится к проектам сверхдальних перебросок стока из-за пока еще недостаточного опыта долгосрочного прогнозирования природного и антропогенного изменения гидрометеорологической обстановки и окружающей среды в районах изъятия части стока, вдоль трассы переброски, в районах обводнения, а также резкого увеличения потерь воды на физическое испарение и транспирацию. Однако такое использование водных ресурсов, по его мнению, *«отнюдь не является отрицательным, а наоборот, имеет большое положительное географическое значение»* [6, с. 355], учитывая интенсификацию континентального влагооборота и пополнение динамических водных ресурсов чистыми водами *возвратного стока*. Этим термином он обозначал часть речного стока, образующуюся из осадков, стимулируемых увеличением испарения. В пределе, по его оценке, возвратный сток может достигать  $\frac{1}{3}$  объема изъятых стока.

К экологическим проблемам регулирования и переброски части стока из избыточно увлажненных природных зон в засушливые относятся:

- возможность распространения заболеваний;
- изменения качества воды, состава и обилия флоры и фауны (наземной, околородной и водной);
- трансформацию микро- и мезоклимата.

Решение этих проблем будет достигнуто при все более комплексном и корректном подходе к оценке последствий уже осуществленных водохозяйственных проектов в различных географических зонах. Корректность таких оценок невозможна без количественно обоснованного анализа причин наблюдающегося изменения природной среды в районах преобразования стока, отдельного учета влияния климатических изменений, роста различных форм антропогенной нагрузки на водосборы и водные объекты, которые могут быть не связаны с пространственно-временным регулированием стока.

Решить эти проблемы могут помочь изложенные в этом учебном пособии представления структурной гидрологии о генетическом и качественном единстве водных масс, формирующихся, перемещающихся и трансформирующихся в речных системах, озерах, водохранилищах, каналах и прудах. Реализация этих подходов к решению гидроэкологических задач представляется оптимальной на основе балансовых расчетов внешнего и внутреннего водо-, тепло- и массообмена водных объектов суши, математического моделирования явлений в них и в материковом гидрологическом цикле в целом.

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ

к выполнению внеаудиторной контрольной работы  
по курсу «Гидрология материков»

Река \_\_\_\_\_

(гидрологическая справка)

**1. Введение.** Внеаудиторная работа, рассчитанная на 6—8 ч самостоятельной работы студента в читальном зале библиотеки, имеет цель:

а) активизировать полученные студентами знания по формированию и трансформации речных водных масс в различных регионах суши под воздействием зональных и аazonальных физико- и экономико-географических факторов;

б) научить студентов по отечественным географическим атласам мира и Атласу мирового водного баланса находить гидрологическую и водохозяйственную информацию, необходимую при составлении гидрологических справок по любому крупному водному объекту суши.

**2. Содержание работы.** Задачи работы:

- составить географо-гидрологическую характеристику одной из зарубежных рек и ее бассейна путем анализа картографического материала на основе знаний процессов формирования речного стока в различных географических условиях с учетом влияния на его режим хозяйственной деятельности на реке и в ее бассейне;

- оценить степень увязанности средних многолетних значений составляющих годового водного баланса бассейна реки, определенных по картам Атласа мирового водного баланса, и соответствие рассчитанного по ним среднего годового стока реки и данных, имеющихся в справочных изданиях.

**3. Методика составления гидрологической справки.**

Содержание справки	Рекомендации по выполнению работ
<p><b>1. Общие сведения о реке и ее водосборе</b></p> <p>1.1. Местоположение водного объекта</p> <p>Указать:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>часть материка;</li> <li>название страны или стран, территория которых расположена в пределах бассейна реки;</li> <li>широту, долготу и высоту истока и устья реки;</li> <li>географические названия районов, где они расположены, а так-</li> </ul>	<p>В Атласе мира [16] выбирать наиболее крупномасштабную карту, на которой изображена вся территория бассейна реки. По рельефу и рисунку гидрографической сети определить контур водораздела бассейна (см. рис. 3.1). На кальку формата А4 скопировать с карты координатную сетку, водораздел, всю речную сеть системы, каналы, контуры озер, водохранилищ, болот, ледников,</p>



Содержание справки	Рекомендации по выполнению работ
<p>же водного объекта, питаемого данной рекой;</p> <p>направление течения реки относительно стран света в верховьях, средней части и низовьях;</p> <p>названия рек, бассейны которых граничат с бассейном данной реки</p>	<p>элементы орографии, крупные города, границы государств. Проставить значения широты и долготы параллелей и меридианов и надписать названия скопированных географических объектов. Указать масштаб копии карты</p>
<p>1.2. Морфометрическая характеристика речной системы (РС)</p> <p>Указать:</p> <p>площадь речного бассейна;</p> <p>длину реки и ее характерных частей;</p> <p>средний уклон всей реки и выделенных ее частей;</p> <p>длину главных притоков;</p> <p>характер руслового режима реки (горная, полугорная, равнинная), ее частей и главных притоков;</p> <p>размер всех крупных водных объектов в бассейне, его озерность и заболоченность</p>	<p>Копию карты бассейна реки наложить на лист миллиметровки и методом палетки определить площадь водосбора речной системы <math>A_{рс}</math>. Приблизенно по копии карты оценить длину реки и 2—3 ее характерных частей, длину главных притоков. Оценить размеры всех других крупных водных объектов, показанных на используемой карте атласа. Уклоны указать в %, озерность и заболоченность в %</p>
<p><b>2. Природные особенности бассейна</b></p> <p>Указать:</p> <p>важнейшие элементы рельефа бассейна с их характерными высотными отметками;</p> <p>названия климатических поясов и зон, в которых расположен бассейн, и дать краткую характеристику его климата;</p> <p>характерные значения температуры воздуха, направление преобладающих ветров в январе и июле;</p> <p>названия природных зон на территории бассейна, типы высотной поясности;</p> <p>типы преобладающих почв и растительного покрова;</p> <p>географический класс речной системы (зональная, полизональная, азональная)</p>	<p>По карте Атласа мира [16]</p> <p>По климатическим картам географического атласа [20]</p> <p>По карте географических поясов и зон суши географического атласа [20]</p> <p>По картам географического атласа [20]</p>

Содержание справки	Рекомендации по выполнению работ
<p><b>3. Водный баланс бассейна</b></p> <p><b>3.1. Структура водного баланса бассейна</b></p> <p>Определить и указать средние многолетние величины:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>годового слоя осадков <math>x</math>;</li> <li>годового слоя испаряемости <math>z_0</math>;</li> <li>годового слоя испарения <math>z</math>;</li> <li>годового слоя стока <math>y</math>;</li> <li>коэффициента стока <math>\eta</math>;</li> <li>избытка И (дефицита Д) водообеспеченности речной системы.</li> </ul> <p>Определить степень увязанности карт водного баланса для бассейна, указав величину невязки баланса в мм/год и ее относительную величину</p> <p><b>3.2. Характеристики водоносности реки</b></p> <p>Привести значения среднего за многолетний период годового стока реки в виде величины стока воды <math>V</math>, ее расхода <math>Q</math> и модуля стока <math>m_b</math></p> <p><b>3.3. Внутригодовое распределение осадков, испарения и стока</b></p> <p>Указать:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>особенности сезонного и месячного распределения элементов водного баланса в различных частях водосбора и стока реки в одном или нескольких створах;</li> <li>по гидрографам определить наибольшие и наименьшие величины месячных значений составляющих водного баланса, максимальный и минимальный среднемесячный расход воды в предустьевом створе реки;</li> <li>оценить зарегулированность водного режима речной системы по относительной величине базисного стока реки, указать вероятные причины малой, средней или большой зарегулированности стока;</li> <li>определить тип водного режима реки по классификации М. И. Львовича и записать его символ</li> </ul>	<p>На листе кальки формата А4 с карт соответствующего материка Атласа МВБ сделать 6 копий контура водосбора с изолиниями четырех элементов и двух показателей структуры водного баланса. Кальку наклеить на лист миллиметровки и палеточным методом определить средневзвешенные значения указанных шести характеристик.</p> <p>По уравнению (3.1) определить невязку <math>N</math> и <math>n = N/x</math>, %, сопоставить ее с допустимым значением на равнинах (<math>&lt; 10\%</math>) и в горах (<math>&lt; 20\%</math>)</p> <p>Рассчитать перечисленные три характеристики по соответствующим формулам, используя уже определенные величины среднего годового стока <math>u</math> и <math>A_{pc}</math></p> <p>Скопировать на кальку с карт Атласа МВБ графики внутригодового распределения <math>x</math>, <math>z</math> и <math>y</math>, характеризующие их режим на территории бассейна или принимаемые в качестве аналога, их выбор обосновать сведениями из разд. 2.</p> <p>Определенные по графикам значения месячных слоев <math>x</math>, <math>z</math> и <math>y</math> (в мм/мес и в % годовой суммы) привести в табличной форме. Выбрав из таблицы значения <math>u_{max}</math> и <math>u_{min}</math> (%), с учетом полученной величины <math>V</math> вычислить значения <math>Q_{max}</math> и <math>Q_{min}</math> (м<sup>3</sup>/с) среднемесячных расходов воды в предустьевом створе реки. По значениям <math>y</math> (%), приведенным в таблице, вычислить значение <math>\phi</math> (%) базисного стока реки.</p> <p>Использовать табл. 2.4 или поясные типы речного режима</p>

Содержание справки	Рекомендации по выполнению работ
<p>3.4. Оценка результата определения стока</p> <p>Вычислить:</p> <p>абсолютную и относительную величины расхождения полученного значения стока реки по карте Атласа МВБ и имеющейся в гидрографии. При значительном расхождении указать его вероятную причину.</p>	<p>Найти в Большом энциклопедическом словаре, Географическом энциклопедическом словаре (1983) или в других справочных изданиях величину среднего годового стока реки и привести ее гидрографическое значение, указав источник данных, и сравнить с полученной по Атласу МВБ.</p>
<p><b>4. Состав речной воды</b></p> <p>Указать:</p> <p>вероятную гидрохимическую фацию (по Г.А.Максимовичу) и среднюю годовую минерализацию воды, ее изменение в реке (качественно) в разные сезоны года.</p> <p>Определить величину ионного стока реки <math>M_{и}</math> и среднегодовой модуль ионного стока с водосбора речной системы <math>m_{и}</math>;</p> <p>вероятную среднюю годовую величину стока наносов <math>M_{н}</math> и мутности воды <math>s</math> в замыкающем створе реки и ее изменения (качественно) в разные сезоны;</p> <p>указать вероятную причину малой, средней или большой мутности и минерализации воды в речной системе;</p> <p>оценить величину зональной трансформации водного и солевого стока в главной реке, если речная система полизональна</p>	<p>Использовать приведенную на рис. 2.3 схематическую карту зон гидрохимических фаций и среднезональные величины минерализации воды (см. табл. 2.5), а также метод географической аналогии с учетом природных особенностей бассейна реки. По величинам <math>\sum_{и_{зон}}</math>, <math>V</math> и <math>A_{рс}</math> вычислить <math>M_{н}</math> (т/год) и <math>m_{и}</math> [т/(км<sup>2</sup>·год)]</p> <p>Использовать приведенные на рис. 2.4 карты интенсивности современной эрозии суши для оценки значения <math>m_{н}</math>, по которому, используя величины <math>A_{рс}</math> и <math>V</math>, вычислить <math>M_{н}</math> (т/год) и <math>s</math> (г/м<sup>3</sup>) реки. На копии бассейна полизональной РС показать расчетную межзональную границу, рассчитать площади водосборов в зоне-очаге формирования стока и в зоне его трансформации и характеристики стока в этих зонах, необходимые для оценки трансформации по формулам (1.1) и (2.10) (см. разд. 3.3)</p> <p>Использовать экономико географические карты географического атласа [20]</p>
<p><b>5. Хозяйственная освоенность водосбора и ее влияние на гидрологический режим и качество речной воды</b></p> <p>Указать:</p> <p>плотность населения в бассейне; крупнейшие города и численность их населения;</p> <p>основные отрасли промышленного производства;</p> <p>крупные энергетические центры (ГЭС, ТЭС, АЭС);</p>	<p>В заданиях, где указана необходимость учесть наличие озер, водохранилищ и их каскадов, следует на копии карты показать границу их водосбора, оценить его площадь, средний годовой приток в них воды <math>V</math> и наносов <math>M_{н}</math> с зарегулирован-</p>

Содержание справки	Рекомендации по выполнению работ
<p>основные отрасли сельскохозяйственного производства в бассейне реки;</p> <p>судоходные участки реки;</p> <p>высказать суждение о возможном хозяйственном использовании водных ресурсов реки в настоящее время и об изменении в связи с этим ее естественного водного режима и состава воды в ней;</p> <p>выявить наиболее крупный очаг вероятной антропогенной трансформации речного стока и качества воды в речной системе, оценить степень проявления этой трансформации и протяженность участка реки, где возможно восстановление режима и качества воды</p>	<p>ной ими части водосбора, «видимого испарения» (<math>z_0 - x</math>) с акватории <math>F_0</math> водоемов по интерполяции между изогиями и изолиниями испаряемости.</p> <p>Затем по уравнению водного баланса водоема вычислить средний годовой сток воды из водоема <math>Q</math> в расположенный ниже участок реки, а также массу взвешенных веществ <math>M_n</math> с учетом рассчитанного коэффициента годового водообмена <math>K_b</math> и коэффициента проточности <math>K_p</math> по формулам (2.7) и (2.8).</p> <p>По значению <math>K_b &lt; 2</math> или <math>K_b &gt; 2</math> определить, осуществляется ли водоем только сезонное регулирование речного стока или и многолетнее, на основании чего высказать суждение об изменении внутригодовых колебаний расходов воды, ее минерализации и концентрации взвеси с расчетом ее удержания по формуле (2.12). С учетом среднего слоя стока на водосборе бокового притока к реке ниже очага трансформации ее стока, крупного города и (или) водохранилища (озера) определить длину участка восстановления речного режима, на протяжении которого водный сток реки удваивается вследствие притока с его частного водосбора, а самоочищение от загрязнения городскими сточными водами завершается при 20-кратном их разбавлении с учетом среднегодовой и экстремальных месячных величин расхода воды в реке</p>

Рукописный текст работы оформляется в соответствии с требованиями «Методических указаний»\* и вместе со списком использованных источников, ссылки на которые должны быть в тексте, сшивается (страницы обязательно нумеруются) и сдается преподавателю для проверки и оценки.

\* Берлянт А. М., Вартазаров С. Я., Никифоров Л. Г. Методические указания по подготовке и оформлению курсовых и дипломных работ. — Изд-во МГУ, 1983. — 27 с.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### *Основная*

1. *Авакян А. Б., Салтанкин В. П., Шаранов В. А.* Водохранилища. — М.: Мысль, 1987. — 325 с.
2. Антропогенные воздействия на водные ресурсы России и сопредельных государств в конце XX столетия. — М.: Наука, 2003. — 367 с.
3. Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим). — М.: Научный мир, 2000. — 304 с.
4. *Добровольский С. Г.* Климатические изменения в системе «гидросфера—атмосфера». — М.: ГЕОС, 2002. — 232 с.
5. *Зекцер И. С., Джамалов Р. Г., Месхетели А. В.* Подземный водообмен суши и моря. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 207 с.
6. *Калинин Г. П.* Проблемы глобальной гидрологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 377 с.
7. *Клиге Р. К., Данилов И. Д., Конищев В. Н.* История гидросферы. — М.: Научный мир, 1998. — 368 с.
8. *Львович М. И., Карасик Г. Я., Братцева Н. Л., Медведева Г. П., Мелешко А. В.* Современная интенсивность внутриконтинентальной эрозии суши земного шара. — М.: МГК РАН, 1991. — 336 с.
9. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 638 с.
10. *Михайлов В. Н., Добровольский А. Д.* Общая гидрология. — М.: Высшая школа, 1991. — 368 с.
11. *Муравейский С. Д.* Реки и озера. — М.: Географгиз, 1960. — 388 с.
12. *Семенченко Б. А.* Физическая метеорология. — М.: Аспект Пресс, 2002. — 415 с.
13. *Шикломанов И. А., Маркова О. Л.* Проблемы водообеспечения и перелброски речного стока в мире. — Л.: Гидрометеоздат, 1987. — 294 с.
14. *Эдельштейн К. К.* Водные массы долинных водохранилищ. — М.: Изд-во МГУ, 1991. — 176 с.
15. *Эдельштейн К. К.* Водохранилища России: экологические проблемы, пути их решения. — М.: ГЕОС, 1998. — 277 с.

### *Атласы*

16. Атлас мира. — М.: Изд-во «Картография», 2003.
17. Атлас мирового водного баланса. — М.—Л.: Гидрометеоздат, 1974.
18. Атлас снежно-ледниковых ресурсов мира. — М.: Изд-во «Картография», 1997.
19. Атлас теплового баланса земного шара. — М.: Междуведомственный геофизический комитет, 1963.
20. Географический атлас для учителей средней школы. — М.: ГУГК, 1986.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Автохтонное вещество 91  
Адвективные атмосферные осадки 15  
Азональный водный объект суши 52  
Аллохтонное вещество 91  
Апвеллинг 11  
Атмосферный сток 16
- Базисный сток реки 62, 111  
Безвозвратное водопотребление 26  
Биоаккумуляция токсических веществ 84  
Брикнеров цикл 42
- Верхний бьеф гидроузла 87  
Вещественная структура водной массы 7  
Видимое испарение 57  
Влагосодержание воздуха 15, 120  
Влажное осаждение аэрозоля 14  
Внутримассовая трансформация 12  
Внутримассовая трансформация РВМ 22  
Водная масса 6  
Водная нагрузка озера 80  
Водозабор 27, 82  
Водоисточник 26, 82  
Водообеспеченность территории 106  
Водоприемник 82  
Возвратный сток 292
- Гелиотермическое озеро 266  
Генетический тип воды 21  
Гидрологический фронт 7  
Гидрохимическая фация 63  
Гипертрофия водной экосистемы 94  
Гиполимнион 25, 59  
Глобальный гидрологический цикл (ГГЦ) 6  
Глобальный конвейер 12  
Гомотермия 269  
Грунтовый генетический тип воды 21
- Даунвеллинг 11  
Дефицит водных ресурсов 106  
Динамические водные ресурсы (ДВР) 280  
Динамические водные ресурсы озера 25
- Диссипация потока энергии 41  
Зарегулированность стока реки 62  
Зона аэрации водосбора 63  
Зона замора 86  
Зональный водный объект суши 52  
Зона токсикации биоценоза 85  
Зона эвтрофикации биоценоза 85
- Избыток водных ресурсов 106  
Инвазия 86  
Индекс сухости 48  
Интегральный сброс воды 93  
Ирригационные дренажные воды 27  
Испаряемость 48, 98
- Кислотные дожди 135  
Климатический сток 103  
Континентальный этап ГГЦ 20  
Коэффициент влагоперехвата 272  
Коэффициент водообмена 56  
Коэффициент влагооборота 274  
Коэффициент проточности 56  
Коэффициент стока 49  
Коэффициент удержания массы вещества 90  
Коэффициент химической денудации 277  
Кяриз 171
- Лимнофильный биоценоз 88
- Масштаб переброски стока 285  
Материк-донор влаги 276  
Материк-перехватчик влаги 276  
Меромиктическое озеро 264  
Метаморфизация водной массы 26  
Механическое испарение 13  
Миксолимнион 265  
Монимолимнион 265  
Мономиктическое озеро 269
- Наледниковый поток 261
- Область внешнего стока 18  
Область внутреннего стока 18  
Обратный плювиометрический градиент 218  
Общий фосфор 29

- Объективный показатель нагрузки водоема 83  
Озерное регулирование стока 25  
Оранжерейный эффект 35  
Органолептические характеристики 85  
Осадки смешанного происхождения 17  
Основная (озерная) водная масса (ОВМ) 25  
Очаг антропогенного изменения стока 83  
Очаг формирования стока РС 110  
Первичная речная водная масса 21  
Период водообмена водоема 56  
Плаура 137  
Плотность сети водохранилищ 280  
Плювиометрический градиент 98  
Поверхностные водоисточники 83  
Поверхностные воды гидросферы 6  
Поверхностный микрослой (ПМС) 13  
Полизональный водный объект 52  
Потенциальная водообеспеченность жителя 140  
Почвенный генетический тип воды 21  
Предельно допустимая концентрация (ПДК) 83  
Пространственная структура гидросферы 7  
Радиационный баланс 35  
Рассеяние стока 152  
Реальная водообеспеченность 140  
Река транзитного стока 77  
Реофильный биоценоз 88  
Речная водная масса (РВМ) 21  
Речная система (РС) 109  
Речные наносы 67  
Селективный сброс воды 93  
Сель 75  
Склоновый генетический тип воды 21  
Солончак 63  
Среднее время пребывания водной массы 56  
Стационарные озерные ресурсы 25  
Сток 8  
Сточные воды 26, 83  
Стратификация водоема 59  
Структурная гидрология 4  
Субмаринный источник 19  
Суперротация атмосферы 41  
Сухое осаждение аэрозоля 14  
Техногенная трансформация речного стока 88  
Техногенное наводнение 92  
Техногенный потенциал регулирования стока 279  
Транспортирующая способность потока 70  
Трансформация стока 76  
Трансформированная водная масса (ТВМ) 61,86  
Трофогенный слой 266  
Удельные затопления земель 282  
Удельный водосбор 53  
Физическое испарение 13  
Фоновая концентрация 83  
Фотический слой 266  
Фотосинтетическая активная радиация (ФАР) 33  
Фронтальная зона 7  
Фронтальная трансформация 12  
Фронтальная трансформация РВМ 23  
Хемоклин 265  
Химический сток реки 67  
Холостой сброс воды гидроузлом 92  
Число Вольфа 42  
Эвазия 86  
Эвтрофирование 32  
Эпилимнион 25, 59  
Эрозия плоскостная, овражная 67  
Эрозия русловая 67  
Ядро водной массы 7

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	3
-------------------	---

## ЧАСТЬ I

### ВВЕДЕНИЕ В ГИДРОЛОГИЮ МАТЕРИКОВ

Глава 1. <b>Глобальный гидрологический цикл</b> .....	6
1.1. Определение понятий структурной гидрологии .....	6
1.2. Структура глобального гидрологического цикла .....	9
1.3. Антропогенные воздействия на структуру континентального звена .....	26
1.4. Трансформация солнечной энергии в глобальном гидрологическом цикле .....	33
1.5. Возможные причины колебаний интенсивности глобального гидрологического цикла .....	41
Глава 2. <b>Зональные и аazonальные особенности водосборов и водных объектов суши</b> .....	48
2.1. Зональность структуры водного баланса водосборов .....	48
2.2. Аazonальность структуры водного баланса и водообмена водоемов .....	52
2.3. Разнообразие водного режима зональных и полизональных рек .....	59
2.4. Зональность химического состава речных водных масс .....	62
2.5. Интенсивность эрозии почв в природных зонах и сток наносов .....	67
2.6. Природная и антропогенная трансформация речного стока .....	75
Глава 3. <b>Картографическая база гидрологии материков</b> .....	96
3.1. История создания Атласа мирового водного баланса .....	96
3.2. Методика составления гидрологических карт .....	97
3.3. Использование карт атласов для гидрологической характеристики речной системы .....	109

## ЧАСТЬ II

### ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ МАТЕРИКОВ

Глава 4. <b>Гидрология Европы</b> .....	119
4.1. Географические особенности формирования структуры гидрологического цикла .....	119
4.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих .....	123
4.3. Региональные особенности речного стока .....	126
4.4. Трансформация водного режима полизональных рек .....	131



4.5. Водные ресурсы и их хозяйственное преобразование .....	133
4.6. Хозяйственное использование водных ресурсов .....	140
<b>Глава 5. Гидрология Азии</b> .....	<b>146</b>
5.1. Географические особенности формирования гидрологического цикла .....	146
5.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих .....	149
5.3. Региональные особенности речного стока .....	154
5.4. Водные ресурсы ледников и озер .....	159
5.5. Водные ресурсы рек и водохранилищ .....	163
5.6. Хозяйственное использование водных ресурсов .....	167
<b>Глава 6. Гидрология Африки</b> .....	<b>175</b>
6.1. Географические особенности формирования гидрологического цикла .....	175
6.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих .....	177
6.3. Региональные особенности речного стока .....	181
6.4. Водные ресурсы и их антропогенное преобразование .....	184
6.5. Хозяйственное использование водных ресурсов .....	190
<b>Глава 7. Гидрология Северной Америки</b> .....	<b>194</b>
7.1. Географические особенности формирования гидрологического цикла .....	194
7.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих .....	197
7.3. Региональные особенности речного стока .....	200
7.4. Водные ресурсы ледников и озер .....	203
7.5. Водные ресурсы рек и водохранилищ .....	205
7.6. Хозяйственное использование водных ресурсов .....	209
<b>Глава 8. Гидрология Южной Америки</b> .....	<b>215</b>
8.1. Географические особенности формирования гидрологического цикла .....	215
8.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих .....	217
8.3. Региональные особенности речного стока .....	220
8.4. Экваториальная трансформация стока Амазонки .....	224
8.5. Водные ресурсы и их хозяйственное преобразование .....	230
8.6. Хозяйственное использование водных ресурсов .....	235
<b>Глава 9. Гидрология Австралии и Новой Зеландии</b> .....	<b>240</b>
9.1. Географические особенности формирования гидрологического цикла .....	240
9.2. Водный баланс и территориальное распределение его составляющих .....	244
9.3. Региональные особенности речного стока .....	246
9.4. Водные ресурсы и их хозяйственное преобразование .....	248
9.5. Хозяйственное использование водных ресурсов .....	253

Глава 10. Гидрология Антарктиды .....	257
10.1. Географические особенности формирования полярного гидрологического цикла .....	257
10.2. Структура составляющих водного баланса и их территориальное распределение .....	259
10.3. Антарктические озера .....	263
<b>Глава 11. Закономерности формирования и водохозяйственное преобразование материковых гидрологических циклов .....</b>	<b>271</b>
11.1. Географические особенности гидрологических циклов .....	271
11.2. Тенденции преобразования материковых гидрологических циклов и крупнейшие водохозяйственные проекты .....	279
Заключение .....	291
<b>Приложение. Методические указания к выполнению внеаудиторной контрольной работы .....</b>	<b>293</b>
Список литературы .....	298
Предметный указатель .....	299

*Учебное издание*

**Эдельштейн Константин Константинович**

**Гидрология материков**

**Учебное пособие**

Редактор *Т. Ф. Мельникова*

Технический редактор *О. Н. Крайнова*

Компьютерная верстка: *Т. А. Клименко*

Корректоры *Л. А. Богомолова, Г. Н. Петрова*

Диaposитивы предоставлены издательством

Изд. № А-1431-1. Подписано в печать 26.05.2005. Формат 60 × 90/16.

Бумага тип. № 2. Печать офсетная. Гарнитура «Таймс». Усл. печ. л. 19,0.

Тираж 4000 экз. Заказ № 14946.

Издательский центр «Академия».

Санитарно-эпидемиологическое заключение № 77.99.02.953.Д.007496.07.04 от 20.07.2004.

117342, Москва, ул. Бутлерова, 17-Б, к. 360. Тел./факс: (095)334-8337, 330-1092.

Отпечатано в ОАО «Саратовский полиграфический комбинат»

410004, г. Саратов, ул. Чернышевского, 59.