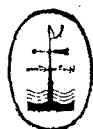


А.С. Судольский

***Динамические
явления
в водоемах***



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1991

Рецензент канд. геогр. наук А. М. Догановский

Рассматриваются механизм формирования и количественные характеристики динамических явлений и процессов в озерах и водохранилищах. Описана структура переноса вод, начиная с траекторий отдельных частиц и кончая макроциркуляциями, в условиях действия ветровых волн и течений разных видов. Представлены вертикальные профили, разрезы, поля скоростей и зависимости для расчета осредненных во времени кинематических характеристик ветровых, сейшевых и стоковых течений. Приведены результаты натурных исследований и методы расчета вдольбереговых течений на береговых отмелях водоемов, сведения и методы расчета мутности воды и количества наносов, перемещаемых вдоль берега.

Рассчитана на гидрологов, изыскателей, экологов и специалистов по использованию и охране водных ресурсов. Может быть полезна для студентов и аспирантов, специализирующихся в области лимнологии, динамики и морфологии береговой зоны водоемов.

The monograph "Dynamic Events in Water Bodies" by A. S. Sudolsky describes the mechanism of formation and quantitative characteristics of dynamic events and processes in lakes and reservoirs. A structure of water motion is described, beginning from the trajectory of individual particles up to macro-circulations, in the conditions of wind wave effect and various currents influence. Vertical profiles and cross-sections are presented as well as velocity distribution and dependences for the computation of time-averaged kinematic characteristics of wind waves, seiches and flows. The results of field observations are shown as well as the methods for a computation of water flows along the shores on the coastal shallow-water area in lakes and reservoirs; information and methodology for the computation of sediments concentration in water and amounts of sediments moving along the shore are given.

The monograph is intended for hydrologists, ecologists and for specialists engaged in the water resources protection and development. It may be useful for students and post-graduates trained in limnology, dynamics and morphology of the coastal zone in lakes and reservoirs.

При подготовке настоящей монографии автор стремился обобщить и представить в систематизированном виде возможно большее количество полученных на водных объектах сведений о динамических явлениях и береговых процессах, показать важность результатов исследований для решения практических задач, степень их надежности и согласованности с полученными ранее данными и, в частности, с результатами исследования морей и теоретическими разработками.

В главе 1, которую можно считать вступительной, кратко рассматриваются процессы и волновые явления, которые обуславливают и сопутствуют переносу и перемешиванию вод: ветер, ветровые волны, стоячие волны, внутренние волны, сгоны-нагоны уровня. Наряду с этим приводятся имеющиеся литературные сведения о причинах формирования и масштабах динамических явлений, а также сведения об используемых на практике принципах и методах изучения сложных природных явлений и процессов.

Значительное внимание в монографии уделено классификации и типизации рассматривающихся сложных природных процессов и явлений, а также разработкам на эмпирической основе инженерных методов определения количественных характеристик динамических явлений и процессов: ветровых и сейшевых течений, вдольбереговых течений в зоне прибрежного мелководья и на береговых отмелях, мутности воды, перемещения вдоль берега взвешенных и донных наносов, вертикальной турбулентной вязкости и многого другого. Детальному рассмотрению подвергнуты полученные в результате многочисленных лабораторных и обширных натурных исследований, выполненных под руководством или при непосредственном участии автора, сведения о сложной структуре вихревого и циркуляционного движения, начиная с волновых траекторий отдельных частиц жидкости и кончая макроциркуляциями, охватывающими значительные по площади участки акватории, береговую зону или весь водоем.

Автор не считает, что представленные в монографии зависимости, расчетные формулы, классификации и мнения полностью исчерпывают все многообразие, взаимосвязь и взаимообусловленность волновых движений в водоемах и что сведения по механизму явлений в деталях соответствуют физической сущности

природных процессов. Многие данные, безусловно, будут пополняться и уточняться. Однако имеются основания надеяться на полезность приведенных в книге результатов исследований для гидрологов широкого профиля, изыскателей и гидротехников, которые занимаются изучением водоемов, выполняют инженерно-гидрологические расчеты для целей гидротехнического строительства, разрабатывают природоохранные мероприятия или решают другие задачи хозяйственного использования водных ресурсов.

При организации и постановке исследований, а также при анализе материалов, особенно на первых этапах работ, автор пользовался советами и теоретическими разработками своих научных руководителей Н. Е. Кондратьева, В. М. Маккавеева, и А. В. Караушева, за что им чрезвычайно признателен. Автор также благодарен всем, кто на протяжении трех десятилетий помогал ему в работе.

Среди большого разнообразия процессов и явлений, наблюдающихся в озерах и водохранилищах, особое место по сложности, многообразию и важности для целей практики и познания закономерностей динамики вод принадлежит происходящим под плоской (горизонтальной) или взволнованной поверхностью процессам переноса и перемешивания вод. Обычно они возникают и протекают под действием касательных напряжений ветра на водную поверхность и сопровождаются ветровыми волнами, сейшевыми и сгонно-нагонными колебаниями уровня, длинными волнами и перепадами уровня.

Каждое из перечисленных явлений характеризуется присущими ему закономерностями волновых движений, которые при наложении друг на друга осложняют процессы переноса и перемешивания вод как на стадии развития и стабилизации, так и на стадии затухания. Осложнения структуры и кинематика потока создают большие затруднения при измерении скорости течения и регистрации уровня воды, что в свою очередь является причиной неуверенности в отношении надежности обработки материалов, обобщения и анализа полученных данных.

В такой обстановке большую ценность приобретают наиболее достоверные сведения, получаемые, например, в лабораторных условиях при отсутствии искажающих факторов, а в натурных условиях — при отчетливо выраженном преобладании исследуемого явления или процессами.

В некоторых случаях уверенность в достоверности полученных в натурных условиях материалов создает их согласованность с теоретическими представлениями или литературными эмпирическими данными, полученными на других водных объектах в аналогичных условиях. В связи с этим очевидна польза от натурных исследований в разнообразных условиях, а также польза от скорейшего освещения результатов исследований.

В последние десятилетия сведения о динамических явлениях и процессах, протекающих в водоемах, многократно расширились и углубились благодаря публикации в нашей стране многих сотен научных статей и нескольких десятков монографий. В 60-е годы текущего столетия были опубликованы первые две монографии по озераведению: Б. Д. Зайкова [51] и Б. Б. Богословского

[19], в 70—80-е годы — еще несколько монографий, посвященных этой же теме: Д. Хатчинсона [208], Т. В. Одровой [134], Н. Н. Филатова [202], Б. Хендерса-Селлерса [209], несколько монографий по гидрометеорологическому режиму озер и водохранилищ и по отдельным элементам режима водоемов, например, такие, как «Течения в Байкале» [23, 24]. В значительном числе монографий рассмотрены вопросы исследований ветрового волнения [31, 154, 195], морской турбулентности [135, 210], морских течений [152, 200], динамики береговой зоны внутренних водоемов [141] и морей [2, 6, 11, 216], производства измерений и обработки данных наблюдений [13, 63]. Во многих монографиях и научных статьях, в которых приводятся новые теоретические разработки, ценные эмпирические причинно-следственные зависимости или важные для практического использования характеристики гидрометеорологического режима водоемов, обращается внимание на ограниченность или почти полное отсутствие материалов наблюдений, разноречивость мнений по конкретным вопросам, недостаточную оснащенность исследователей измерительными средствами и другие недостатки.

В течение более чем 30 лет под руководством или при непосредственном участии автора настоящей монографии проводились натурные и лабораторные исследования динамики вод и береговых процессов в различных внутренних водоемах применительно к решению задач проектирования, строительства и эксплуатации конкретных гидротехнических сооружений или рационального хозяйственного использования водоемов в целом. Лабораторные исследования проводились на пространственных гидравлических моделях водных объектов, в аэрогидравлических лотках или бассейнах. Натурные исследования в одних случаях были кратковременными и продолжались от нескольких недель до одного-двух месяцев, а в других случаях охватывали несколько сезонов.

Исследования в разные годы проводились на таких крупных озерах, как Байкал, Балхаш, Ладожское и Белое, а также на небольших озерах, например Большом Яровом в Алтайском крае и Большом Симмагинском на Карельском перешейке. Длительные наблюдения за элементами гидрометеорологического режима и исследования динамики береговой зоны велись экспедиционными отрядами ГГИ под руководством автора на таких водохранилищах, как Кайраккумское на р. Сырдарье, Каховское и Кременчугское на р. Днепре. Кратковременные исследования береговых процессов выполнялись в Казантипском и Арабатском заливах Азовского моря и на Горьковском, Куйбышевском, Цимлянском и других водохранилищах.

Результаты исследований, полученные на перечисленных водных объектах, опубликованы частично в статьях автора и статьях работавших вместе с ним сотрудников ГГИ или включены в научно-технические отчеты. Однако многие из полученных сведений остались за пределами публикаций.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ВЕТРА И ВОЛНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

1.1. Методы изучения взаимодействующих сложных явлений и процессов

Практически все явления и процессы, происходящие во внутренних водоемах, обуславливаются и протекают под непосредственным воздействием атмосферы. Наиболее отчетливо выражено воздействие атмосферы на толщу воды в пределах границы раздела, а признаком воздействия является изменчивость структуры и осредненных количественных характеристик ветра. Воздействие ветра на водную поверхность проявляется в формировании различных динамических явлений и процессов, одни из которых видны на поверхности, а другие протекают в водной толще и могут быть обнаружены только специальными измерительными средствами.

Сам процесс воздействия ветра обычно оценивают по ряду количественных характеристик, из которых основными считаются: скорость, коэффициент аэродинамического сопротивления, касательное напряжение на водной поверхности, шероховатость подстилающей поверхности, распределение скорости по вертикали. Для решения многих гидрологических задач необходимы сведения о повторяемости ветра по скорости и направлению, продолжительности действия штормов различной силы, изменении скорости ветра по месяцам, сезонам и даже по годам. Воздействие ветра на поверхность водоема проявляется в генерации ветровых и стоячих волн, дрейфовых и компенсационных течений, сгонов-нагонов уровня и других явлений, каждому из которых присущи определенные масштабы и специфические черты изменчивости во времени и пространстве. Ни одно из названных явлений не может существовать в природных условиях без взаимодействия с другими явлениями и без связи с морфологией котловины, в которой протекают процессы. В связи с этим на любой стадии изучения природного явления приходится считаться и с его сложностью, и с многообразием процессов, протекающих одновременно и влияющих на кинематику потока в целом.

В полной изоляции от окружающей среды указанные выше явления могут быть рассмотрены только с помощью математического аппарата. Значительной изоляции рассматриваемого явления или процесса можно достичь и в лабораторных условиях. Примеры такого рода исследований рассматриваются в настоящей книге.

Наряду с перечисленными методами, изучение динамики внутренних водоемов осуществляют также путем постановки длительных наблюдений и последующего установления режимных характеристик. Многочисленные примеры использования этого метода для выяснения сущности рассматриваемых ниже явлений содержатся в нескольких главах.

Для описания движений при изучении воздействия ветра на водную поверхность и волновых процессов использовался метод Эйлера, основанный, как известно, на фиксации характеристик в точке или на вертикали. Отдельные виды движений, преимущественно связанные с выяснением пространственной структуры потока, изучались путем слежения за отдельными частицами, т. е. методом Лагранжа.

1.2. Масштабы динамических явлений

Практически в любом внутреннем водоеме наблюдаемые динамические явления можно разделить на группы или структурные уровни, характеризующиеся определенными физическими свойствами и имеющие присущие им временные и пространственные масштабы. Явления, имеющие существенно разные масштабы, могут формироваться и действовать самостоятельно или совместно с явлениями более высокого или более низкого структурного уровня.

Разделение динамических явлений по их масштабам или структурным уровням крайне необходимо при организации натурных наблюдений, обработке данных регистрации и выполнении расчетов с целью установления основных элементов не только самого явления, но и обусловленных им процессов. Для получения достоверной количественной характеристики, например, волнового явления с временным масштабом около 1 с, необходима непрерывная регистрация колебания уровня в течение нескольких десятков секунд. Если временной масштаб волнового явления составляет несколько часов, то его характеристики можно получить по данным регистрации в течение нескольких суток.

Физические закономерности, свойственные явлениям определенного масштаба, нельзя распространять на явления другого масштаба или другого структурного уровня. Процессы переноса и перемешивания вод в водоемах обычно обуславливаются или сопровождаются разномасштабными волновыми явлениями и разномасштабными вихревыми образованиями.

К наиболее специфичным относятся следующие виды волн: капиллярные, ветровые и зыбь, судовые, стоячие и внутренние.

Вихревые образования в водоемах не имеют столь четкого деления и названий, как волновые явления, но они близки по диапазону изменения масштабов.

Капиллярные волны возникают при внезапном воздействии ветра на водную поверхность и существуют непродолжительное

время; обычно имеют высоту порядка нескольких миллиметров. Предельная теоретическая длина этих волн достигает примерно 20 мм [165].

Ветровые волны обычно наблюдаются на поверхности внутренних водоемов большую часть безледоставного периода. Высота этих волн может изменяться от нескольких сантиметров до нескольких метров. Практическое значение имеют волны высотой более 0,2 м, длиной около 2 м и периодом около 1 с. Длина наибольших ветровых волн в крупных водоемах может достигать 30—40 м, а средний период обычно не превышает 5—6 с. В указанные диапазоны укладываются и размеры волн зыби.

Стоячие волны возникают практически в любом водоеме, а в некоторых водоемах наблюдаются почти постоянно. Их трудно обнаружить визуально, но на хронограммах уровня они отчетливо видны. Наибольшая высота стоячих волновых колебаний в водоемах нашей страны может достигать примерно 1 м [8, 208]. Период стоячих волн в небольших водоемах может меняться от нескольких минут до нескольких десятков минут, а в крупных водоемах — от нескольких часов до нескольких десятков часов.

Внутренние волны возникают на границе раздела слоев с различной плотностью, обычно имеют периоды, укладывающиеся в диапазон изменения периодов стоячих волн или несколько превышающие этот диапазон [104, 202].

Масштабы вихревых образований, возникающих в водоемах в условиях переноса вод, могут изменяться в конкретном водоеме примерно в таких же пределах, как и масштабы волновых явлений.

Наименьшие масштабы имеют вихри, которые возникают за мелкими выступами донной шероховатости, и те, через которые осуществляется рассеивание энергии потока путем перехода кинетической энергии движения в тепловую энергию.

Поперечные размеры наиболее крупных вихрей, из числа тех, которые определяют вертикальный турбулентный обмен в потоке, могут достигать размеров глубины потока. Продольные размеры таких вихрей могут превышать глубину в несколько раз.

Наибольшие вихревые образования с вертикальной осью и пространственные макроциркуляции, охватывающие весь водоем или отдельные его части, формируются ветровыми и сейшевыми течениями. Плановые размеры таких вихрей и макроциркуляций зависят от размера водоема или его части, охваченной ветром. Их временные масштабы могут изменяться от нескольких минут или десятков минут в малых водоемах до нескольких десятков часов в крупных водоемах.

Оценку временных и пространственных масштабов динамических явлений конкретного водоема можно получить на основании литературных источников по специальным таблицам или графикам [68, 202], по аналогии с изученными водоемами или путем расчетов с использованием приведенных ниже зависимостей.

1.3. Причины динамических явлений

Перечисленные выше динамические явления и процессы в водоеме являются преимущественно результатом поглощения солнечной радиации, а также непосредственного воздействия атмосферного давления и ветра на водную поверхность.

За счет энергии ветра происходит образование капиллярных и ветровых волн, сгонов-нагонов воды, ветровых течений. Нередко ветер является основной причиной вертикального перемешивания вод, а иногда и стоячих волновых колебаний уровня и даже внутренних волн.

Неравномерное поглощение солнечной радиации по акватории водоема — зачастую главный фактор формирования плотностного течения и конвективного перемешивания вод. Вследствие неравномерного поглощения солнечной радиации по вертикали формируется температурная стратификация вод. На границе выраженного скачка температуры в условиях нарушения равновесия вод, например, под действием ветра часто возникают внутренние волны. Действие этих волн приводит к вертикальному перемешиванию вод с различной температурой и способствует заглублению нижней границы термоклина.

Своеобразная система переноса вод может сформироваться в водоеме при наличии перепада уровня, обусловленного притоком речных вод или оттоком вод. Воды притока могут сформировать в водоеме затухающую по пути движения и меандрирующую по горизонтали струю или транзитный поток с примыкающими к нему водоворотными зонами.

Речная струя или транзитный поток в водоеме практически постоянно, особенно в безледоставный период, подвергаются действию волновых явлений, ветровых, сейшевых или плотностных течений. В результате этого изменяется направление переноса речных вод, происходит частичная или полная трансформация струи или транзитного потока. Следовательно, воздействие ветра на водную поверхность и волновых явлений на процессы переноса и перемешивания вод необходимо учитывать не только в непроточных водоемах, но и в водоемах с отчетливо выраженной проточностью.

1.4. Ветер над водной поверхностью

1.4.1. Основные количественные характеристики

В результате воздействия ветра на водную поверхность в водоеме формируются, как отмечено выше, волновые явления разных масштабов и осуществляются сложные процессы переноса и перемешивания вод. Механизм взаимодействия между воздушным потоком и подстилающей водной поверхностью отличается боль-

шим разнообразием и сложностью, что не удастся представить в упрощенном и завершенном виде.

В настоящее время исследователями [31, 86, 191] признается возможность одновременного действия трех механизмов взаимодействия ветра с подстилающей водной поверхностью: резонанса между случайными флюктуациями давления воздуха над поверхностью воды и поверхностными волнами; наличия связи между ветровыми волнами и индуцированными ими колебаниями давления воздуха; относительно быстрой передачи энергии ветра коротким крутым волнам с последующей передачей ее более длинным волнам.

При решении многих практических задач сложный механизм взаимодействия ветра и волн обычно стараются представить комплексом достаточно хорошо известных количественных характеристик, поддающихся оценкам. В комплекс таких характеристик обычно включают: аэродинамическое сопротивление водной поверхности, касательные напряжения, распределение скорости ветра по высоте; изменение скорости ветра при переходе с суши на водоем, повторяемости ветров различной скорости по направлениям и расчетные значения скорости.

Первые три из перечисленных характеристик представляют наибольший интерес при выполнении математического моделирования ветровых течений, сгонов-нагонов уровня и расчетах ветрового волнения. Сведения о повторяемости ветров различной скорости по направлениям крайне необходимы, например, для оценок внутреннего водообмена между соседними частями водоема, при разработках прогнозов вдольберегового переноса наносов и заносимости гидротехнических сооружений.

Рассмотрим полученные количественные оценки перечисленных характеристик ветра применительно к внутренним водоемам.

1.4.2. Коэффициент аэродинамического сопротивления

Коэффициент аэродинамического сопротивления водной поверхности C_a обычно определяют по зависимости [20, 26, 41, 140, 245]

$$C_a = \tau_{\text{пов}} / \rho_a W_{10}^2 = (v_* / W_{10})^2, \quad (1.1)$$

где ρ_a — плотность воздуха; $\tau_{\text{пов}}$ — касательное напряжение воздушного потока на водной поверхности; W_{10} — скорость ветра на высоте 10 м над водной поверхностью; $v_* = \sqrt{\tau_{\text{пов}} / \rho_a}$ — скорость трения, или динамическая скорость.

Параметры, входящие в зависимость (1.1), чаще всего определяют по данным о распределении скорости ветра по высоте или характеристиках его пульсации. Методика измерения этих величин приводится в работах [20, 31, 247].

Вполне надежные оценки коэффициента C_a можно также получить методом Экмана, основанным на использовании сведений

о перекосах уровня в водных бассейнах при различной скорости ветра [26, 236]. Общее напряжение трения ветра о водную поверхность в бассейне постоянной глубины (H_{cp}) и плотности ($\rho_{ж}$) в методе Экмана представляют зависимостью

$$\tau_{пов} = \tau_d = I \rho_{ж} g H_{cp}, \quad (1.2)$$

где τ_d — напряжение трения на дне бассейна; I — уклон водной поверхности; g — ускорение свободного падения.

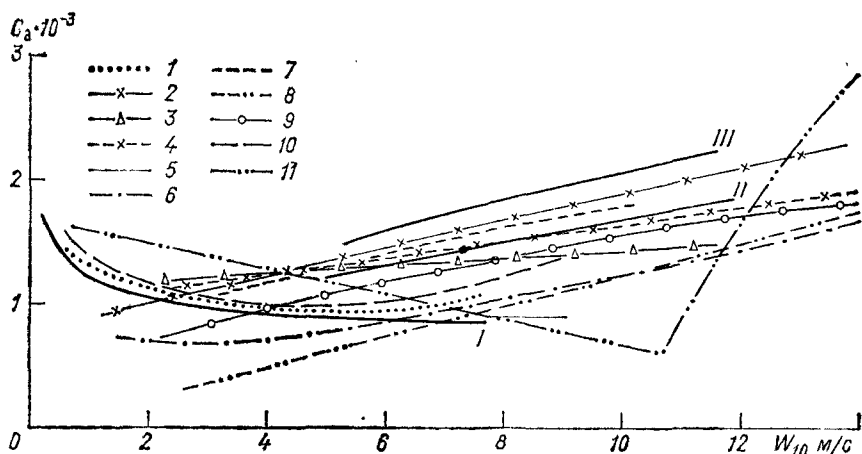


Рис. 1.1. Эмпирические зависимости $C_a = f(W_{10})$, по данным разных авторов [41].

1 — Такахаши, 2 — Шеппард, 3 — Дикон, 4 — Дикон и Уэбб, 5 — Роль, 6 — Шеппард (по Филлипсу), 7 — С. А. Зубковский и Т. К. Кравченко, 8 — В. И. Макова, 9 — Ву, 10 — осреднение по ГГО, 11 — О. А. Кузнецов; I — гладкое обтекание, II и III — расчеты по формуле Чернова-Эллисона.

В расчетах величиной τ_d обычно пренебрегают, считая ее незначительной (что правомерно для условий глубокой воды и ограниченной глубины, но приводит к некоторым погрешностям для условий мелкой воды) по сравнению с напряжением $\tau_{пов}$ [236], и коэффициент аэродинамического сопротивления определяют по выражению

$$C_a = I \rho_{ж} g H_{cp} / \rho_a W_{10}^2. \quad (1.3)$$

Исследования по определению коэффициента C_a в натурных и лабораторных условиях, а также теоретические разработки этого вопроса и обобщения накопленных материалов выполняются и в настоящее время.

Многочисленные оценки коэффициента C_a приведены в работах отечественных [20, 31, 113] и зарубежных [26, 41, 238, 246] исследователей.

Для примера на рис. 1.1 представлены некоторые из полученных зависимостей коэффициента C_a от скорости ветра. Рисунок

убедительно показывает различия в закономерностях изменения и числовых значениях коэффициента C_a . Причиной столь больших расхождений полученных результатов по оценкам C_a исследователи считают отсутствие учета шероховатости подстилающей поверхности, степени подвижности выступов, различия температуры воды и воздуха и других факторов [20, 31]. Достигнуты определенные успехи в учете влияния некоторых из перечисленных фак-

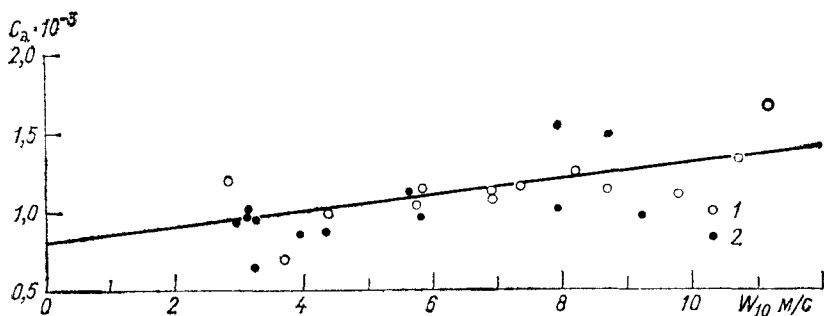


Рис. 1.2. Зависимость $C_a=f(W_{10})$, построенная по данным исследований перекосов уровня в аэрогидравлических лотках.
Длина лотка: 1 — 30 м, 2 — 40 м.

торов на закономерности изменения и абсолютные значения коэффициента.

Так, например, в монографии Э. К. Бютнер [20] убедительно показано влияние высоты и крутизны волн зыби на изменение коэффициента C_a при различной скорости ветра. В работах С. С. Стрекалова и других сотрудников Союзморниипроекта [31] коэффициент C_a представлен в зависимости от числа Рейнольдса в виде

$$C_a = (29,4 - 3,83 \lg Re)^{-2}, \quad (1.4)$$

где

$$Re = m_c v_*^3 / (g \nu_a), \quad (1.5)$$

v_* — динамическая скорость воздушного потока; ν_a — кинематическая вязкость воздуха, принятая равной $1,5 \cdot 10^{-5}$ м²/с; m_c — константа, равная $2,1 \cdot 10^{-2}$.

По утверждению авторов работы [31], надежные наблюдаемые данные отклоняются от вычисленных по зависимости (1.4) не более чем на 20 %.

В ГГИ были проведены серии экспериментов по оценке коэффициента C_a на основании сведений о перекосах уровня в бассейне и лотках разных размеров. Скорость ветра, приведенная к высоте 10 м, задавалась в экспериментах равной 2,5—12 м/с,

а глубина 2,7—5,0 см. Данные экспериментов представлены на рис. 1.2. Осредненная прямая на рисунке может быть аналитически выражена в виде

$$C_a = (0,80 + 0,05W_{10}) \cdot 10^{-3}. \quad (1.6)$$

Ход этой зависимости наиболее близок к зависимостям Хайди и Плейта, Ву, Кайлегана [41] и др. С учетом этого обстоятельства и того, что эксперименты в бассейне и лотках ГГИ проводились преимущественно при очень малых размерах ветровых волн,

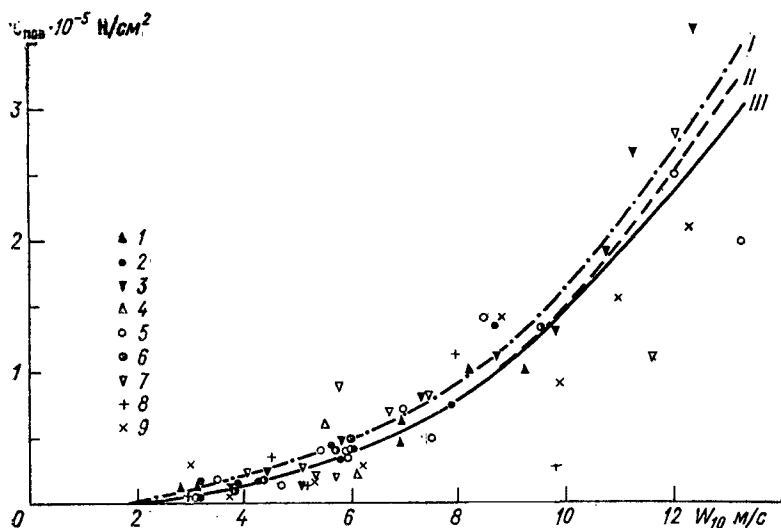


Рис. 1.3. Эмпирические зависимости касательных напряжений $\tau_{\text{пов}}$ на поверхности воды от скорости ветра W_{10} .

I — осредненные данные о перекосах уровня в аэрогидравлических лотках при глубине 0,03—0,50 м (I—9); II — по Ван-Дорну; III — по данным О. П. Виноградовой о пульсациях скорости.

выполнено осреднение данных ГГИ и данных названных авторов, и зависимость (1.6) представлена в следующем уточненном виде:

$$C_a = (1,15 + 0,05W_{10}) \cdot 10^{-3}. \quad (1.7)$$

В этой зависимости, как видно, не учитывается высота и степень подвижности выступов шероховатости, поэтому ее можно использовать для решения задач применительно к водоемам с небольшими разгонами.

1.4.3. Касательные напряжения ветра

Поверхностное касательное напряжение ветра на основании формул (1.1) и (1.6) можно представить в виде

$$\tau_{\text{пов}} = \rho_a (0,80 + 0,05W_{10}) W_{10}^2 \cdot 10^{-3}, \quad (1.8)$$

а на основании формул (1.1) — (1.7) — в виде

$$\tau_{\text{пов}} = \rho_a (1,15 + 0,05 W_{10}) W_{10}^2 \cdot 10^{-3}. \quad (1.9)$$

Зависимость (1.9) хорошо согласуется с зависимостью Ван-Дорна [26, 41], О. П. Виноградовой [27] и Шонтинга [41, 245], что видно на рис. 1.3.

1.4.4. Профили ветра и их трансформация над подстилающей поверхностью

Для установившегося полностью турбулентного воздушного потока над шероховатыми поверхностями в условиях нейтральной устойчивости лабораторные и натурные исследования дают простое соотношение между вертикальными градиентами скорости жидкости и напряжением сдвига:

$$\partial W / \partial z = v_* / (Kz), \quad (1.10)$$

где W — средняя скорость ветра на высоте z ; $v_* = \sqrt{\tau_{\text{пов}} / \rho_a}$ — скорость трения; K — постоянная Кармана, принимаемая обычно равной 0,40.

Интегрирование (1.10) дает для слоя с постоянным касательным напряжением логарифмический закон распределения скорости ветра

$$W = v_* \ln(z/C) K, \quad (1.11)$$

где C — постоянная интегрирования.

Для шероховатых поверхностей касательное напряжение на незагрязненной плоской поверхности пренебрежимо мало по сравнению с трением за счет элементов выступов и (1.11) принимает вид

$$W = v_* \ln(z/z_0) / K, \quad (1.12)$$

где z_0 — параметр шероховатости, являющийся постоянным для поверхностей со сравнительно однородными мелкими выступами, но изменяющийся в широких пределах: от 0,1 см для совершенно гладкого снега до 100 см для лесистой местности [20, 31, 41].

Исследованиями установлена возможность различных режимов движения воздушного потока над водной поверхностью: гладкого, гладкого турбулентного, с развивающейся шероховатостью и полностью шероховатого. Для некоторых режимов движения и обтекания воздушным потоком выступов шероховатости найдены аналитические выражения.

В условиях нейтральной стратификации атмосферы и режима гладкого турбулентного движения воздушного потока относительный параметр шероховатости $\hat{z}_0$ выражается зависимостью [26, 31, 245]

$$\hat{z}_0 = 43 \hat{\sigma}_*^{-3}, \quad (1.13)$$

где безразмерная динамическая скорость

$$v_* = v_*/\sqrt{g v_a}. \quad (1.14)$$

Изменения режима движения и скорости воздушного потока над подстилающей поверхностью обычно весьма существенно отличаются на характере распределения по вертикали не только пульсаций скорости, но и осредненных во времени значений. При решении практических задач, например для пересчета скорости

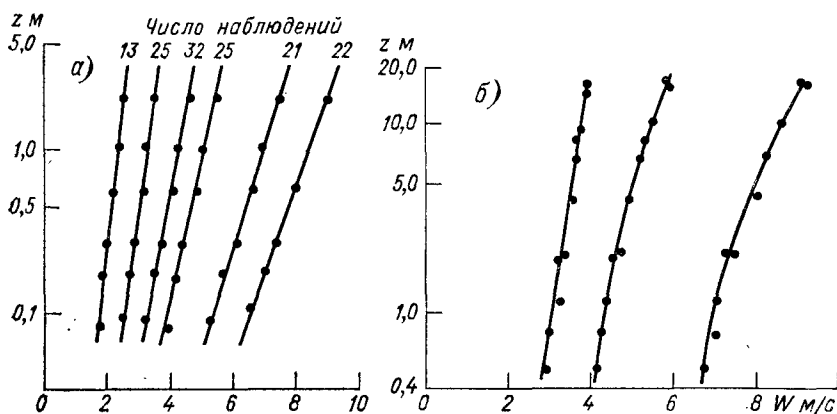


Рис. 1.4. Профили скорости ветра над мелководьем (а) [41] и открытым (Северным) морем (б) [41, 193].

с одного горизонта на другой, обычно используют эмпирические значения коэффициента.

Коэффициент перехода от осредненной по многочисленным измерениям скорости ветра на высоте 2,0 м к скорости ветра на высоте 10 м над водной поверхностью принимался ранее [51, 154] равным 1,25. При оценке коэффициента перехода по данным срочных измерений ветра обнаруживается некоторое влияние на него абсолютной скорости ветра. Это обстоятельство видно при рассмотрении профилей, полученных над мелководьем Роллом (рис. 1.4 а) [41] и открытым морем Броксом (рис. 1.4 б) [41, 193]. Несмотря на различия в распределении скоростей, среднее значение коэффициента перехода между указанными горизонтами измерения при использовании данных срочных наблюдений без большой погрешности может быть принято равным 1,17. Не исключено, что это значение будет уточнено на основании материалов наблюдений на внутренних водоемах различных типов и размеров.

Много работ посвящено оценкам коэффициентов для пересчета скорости ветра, измеренной на берегу, к скорости ветра над водной поверхностью. Ранее, на основании исследований ГГО и ГГИ [154], коэффициент перехода от данных измерений флюгером на уровне вершин деревьев к водной поверхности принимался

равным 3,0, а для перехода от данных измерений флюгером на открытом ровном берегу — равным 1,1.

Многочисленные синхронные измерения скорости ветра на берегах нескольких водоемов (озера Балхаш, Белое, Большое Яровое, водохранилища Кайракумское, Каховское и Кременчугское), выполненные экспедиционными группами ГГИ в период с 1960 по 1985 г., показали возможность использования данных береговых

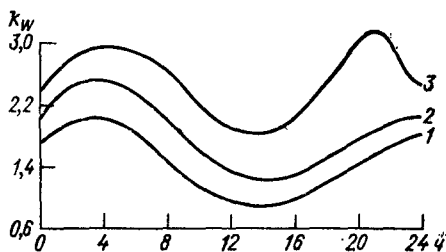
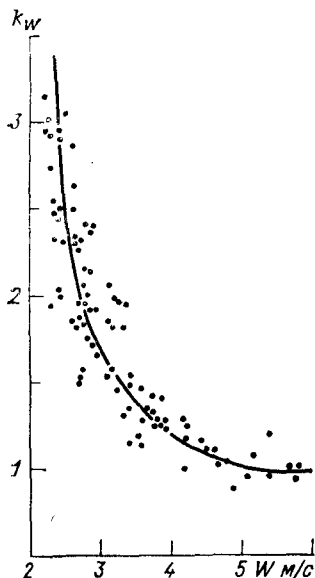


Рис. 1.5. Зависимость коэффициента перехода $k_W = W_B/W_C$ от скорости ветра на береговых пунктах (W_C) и над водной поверхностью (W_B) Новосибирского водохранилища [155].

Рис. 1.6. Изменение осредненных коэффициентов перехода k_W на Новосибирском водохранилище в течение суток в различные сезоны года [155].

1 — весна, 2 — лето, 3 — осень.

пунктов, расположенных на ровной и незащищенной местности, для характеристики ветра над водной поверхностью преимущественно без введения поправочных коэффициентов.

Обстоятельные результаты дифференцированного рассмотрения этого вопроса получены З. Л. Сергиенковой [155] на основании сопоставлений данных регистрации ветра на двух береговых и островных пунктах Новосибирского водохранилища. Они показывают, что рассматриваемый ветровой коэффициент значителен только при слабых ветрах и уменьшается до 1,0 при скорости ветра более 5 м/с (рис. 1.5). Весьма отчетливо выражен суточный и сезонный ход коэффициентов перехода. В суточном ходе коэффициентов в весенние и летние месяцы отмечаются один максимум (примерно в 4—5 ч) и один минимум (в 13—15 ч). В осен-

ние месяцы (рис. 1.6) выражены два максимума (в 5 и 21 ч) и один минимум (в 14 ч).

Нередко возникает необходимость оценки максимальной скорости ветра по данным срочных наблюдений в пунктах, оборудованных флюгерами. Исследованиями уже давно установлено, что максимальная скорость ветра, зарегистрированная самописцем непрерывного действия, обычно превышает максимальную скорость, измеренную по флюгеру в установленные сроки. В работе [108] приведены коэффициенты для определения максимальной месячной скорости по данным четырех- и восьмисрочных наблюдений в пунктах, оборудованных флюгерами. Обработке были подвергнуты 3—10-летние ряды наблюдений по 64 станциям. Установлено, что достоверная максимальная месячная скорость ветра превышает максимальную месячную скорость, измеренную при 4- и 8-срочных наблюдениях, в 1,25—1,20 раза при скорости ветра 8—11 м/с и в 1,10 раза при скорости 16—19 м/с.

Таким образом, при использовании данных наблюдений за ветром по береговому пункту для расчетов динамических явлений в водоеме необходимо учесть возможную защищенность измерительных устройств; осуществить пересчет скорости от горизонта измерения к стандартной высоте 10 м над поверхностью суши; учесть возможное изменение скорости между местом размещения ветроизмерительных приборов на берегу и открытой водной поверхностью; учесть переход от периодически выполняемых срочных измерений к непрерывной регистрации.

Некоторые из перечисленных характеристик ветра применительно к крупным внутренним водоемам могут быть уточнены на основании рекомендаций работы [31].

1.4.5. Режимные статистические и расчетные характеристики ветра

Решение гидрологических задач по использованию водоемов для хозяйственных целей очень часто базируется на данных о режимных и расчетных характеристиках ветра. Наиболее детальные сведения о режиме ветра можно получить на основании анализа таблиц повторяемости ветра различной скорости и направления. Такие таблицы для сухопутных станций приводятся в «Справочниках по климату», «Материалах наблюдений на озерах и водохранилищах», справочниках «Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ» и других специальных изданиях.

В перечисленных видах изданий можно найти обобщенные сведения за все годы наблюдений по отдельным месяцам и сезонам, а также подробные данные за весь год или определенный месяц. Там же приводятся средние значения скорости, сведения о непрерывной продолжительности действия ветров различной скорости и др. По данным о повторяемости ветров различной градаций скорости по направлениям, составленным для отдельных месяцев, может быть составлена таблица повторяемостей ветра

за весь безлеставный период или за отдельные его сезоны (весна, лето, осень). Наилучшая форма обобщенных таблиц такая, в которой повторяемости ветра распределены по 16 румбам, а наблюдаемый диапазон скорости разбит на 5—7 градаций через 2,0 м/с или в крайнем случае через 3,0 м/с.

Для решения некоторых простых задач достаточно иметь таблицы с распределением повторяемостей по 8 румбам, но с сохранением указанного числа градаций скорости. По данным таблиц о повторяемости ветра различной скорости и направлений можно построить интегральные кривые обеспеченности скорости ветра и кривые распределения ветров по направлениям.

Интегральные кривые обеспеченности в целях спрямления строят на специальных логарифмических клетчатках [198], а повторяемость P_W рассматриваемых скоростей ветра W_{10} определяют по формуле

$$P_W = 100/(n_W N_W), \quad (1.15)$$

где n_W — число лет, в течение которых один раз в один из стандартных сроков систематических ежесуточных наблюдений скорость ветра может оказаться равной заданному значению W_{10} или превысить его; N_W — число срочных наблюдений за ветром в году.

Для определения расчетных характеристик ветра с помощью интегральных кривых обеспеченности существуют различные методы. Приемлемыми считаются те из них, которые включены в СНиП [166] и в утвержденные Госстроем СССР межведомственные нормативные документы по расчету гидрологических или метеорологических характеристик.

В некоторых случаях возникает необходимость оценить ход того или иного гидрологического явления во времени, например, определить объемы перемещения вод через створ водоема, объемы поступления наносов к сооружению или заносимость сооружения. Для решения таких задач необходимо располагать сведениями о повторяемости ветра за отдельные месяцы, сезоны года или за каждый безлеставный период. Перечисленные сведения можно получить путем обработки данных срочных наблюдений, данных непрерывной регистрации ветра или данных бюллетеней за отдельные месяцы.

1.5. Ветровые волны

1.5.1. Причины возникновения волн

Волны относятся к такому виду неустановившегося периодического движения среды, при котором скорость перемещения формы среды обычно превышает скорости наибольших перемещений частиц среды. Посредством периодических колебательных движений в природе распространяются не только капиллярные и гравита-

ционные волны, но и звук, свет, энергия Солнца и другие виды материи.

Ветровыми волнами обычно называют порожденные ветром на водной поверхности непрерывно меняющиеся во времени и по пути движения чередующиеся между собой гребни и впадины сложной формы.

Представления о механизме зарождения и развития ветровых волн до сего времени окончательно не выработаны, хотя этим вопросам еще в конце прошлого века занимались такие крупные ученые, как Кельвин и Гельмгольц. Многие исследователи [31, 195] считают, что возникающие волны образуют спектр одной системы, длины волн в которой увеличиваются с увеличением высоты волн по мере роста скорости ветра и длины разгона. Механизм зарождения начальных волн обычно представляется по-разному. П. Н. Успенский [226], например, объясняет зарождение начальных волн колебаниями давления в поверхностном слое, вызываемыми мелкими завихрениями воздушного потока. К. К. Федяевский [111] считал, что зарождению гравитационных волн способствуют капиллярные волны и что из всего спектра волн развиваются те, которые возникли первыми и скорость распространения c которых раньше, чем других, достигает соотношения

$$c = 0,78W, \quad (1.16)$$

где W — скорость ветра над водной поверхностью.

В. В. Шулейкин [226] исходил из предположения, что рост волн связан с увеличением орбитальных скоростей. Применяя к движущимся частицам теорему о моменте количества движения, он получил аналитическое выражение связи высоты волны с ее длиной в виде

$$h/h_0 = 0,278 (\lambda/\lambda_0) + 0,722 (\lambda/\lambda_0)^{1/3}, \quad (1.17)$$

где h_0 и λ_0 — соответственно высота и длина волны в момент достижения максимальной крутизны, а h и λ — те же элементы волны в любой другой момент.

Оригинальную точку зрения на развитие ветровых волн высказал Н. Е. Кондратьев [90]. Он исходил из теории волн малой амплитуды и пришел к выводу, что «с притоком энергии от ветра можно связывать только рост волны в высоту и нельзя связывать с притоком энергии рост волны в длину». Зарождающиеся волны, согласно гипотезе Кондратьева, имеют некоторую конечную длину и очень малую высоту. По пути распространения происходит постепенное увеличение высоты волны без заметных изменений ее длины. По мере достижения волнами данной системы предельной крутизны они начинают разрушаться. Вместо разрушающейся системы волн предельной крутизны на поверхности воды появляется система более пологих и длинных волн, способных поглощать энергию ветра и развиваться в высоту.

В 60-х годах были разработаны сугубо теоретические схемы развития ветровых волн, базирующиеся на классических представлениях Кельвина и Гельмгольца и не противоречащие уравнению

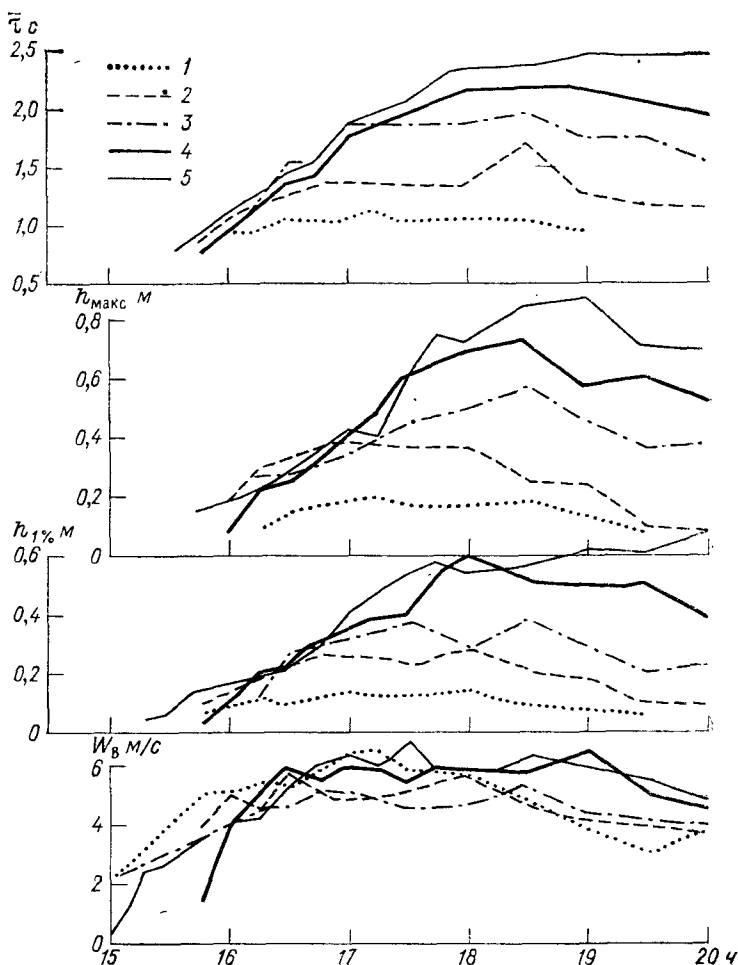


Рис. 1.7. Изменение элементов ветровых волн и скорости ветра в течение суток на Кайраккумском водохранилище.

Расстояние от берега: 1—0,7 км, 2—2,8 км, 3—7,3 км, 4—11,4 км, 5—21 км; $\bar{T}$ —средний период волны, $h_{\max}$ —максимальная высота волны, $h_1\%$ —высота волны 1%-й обеспеченности, W_v —скорость ветра над водной поверхностью (2,0 м).

баланса волновой энергии В. М. Маккавеева [111]. В одной из схем, предложенной Филлипсом [205, 243], в качестве основного источника генерации ветровых волн принимаются нормальные флуктуации давления турбулентного ветра. В схеме, предложен-

ной Майлзом [31], механизм генерации ветровых волн основан на теории неустойчивости границы раздела воздух—вода в условиях действия потока воздуха с градиентом скорости в пограничном слое. Лонге-Хиггинс предложил схему развития ветровых волн, основанную на учете свойства ветра сравнительно быстро передавать энергию коротким волнам с последующей передачей значительной ее части более длинным волнам.

К настоящему времени определено значительное количество спектров развивающегося волнения, которые подтверждают отдельные элементы перечисленных теоретических схем, но, к сожалению, синхронно не получены спектральные характеристики ветра в приводном пограничном слое. Из-за этого нельзя отдать предпочтения ни одной из теорий.

Для решения многих практических задач наибольшую ценность представляют сведения об интенсивности и общей продолжительности нарастания волнения как во времени в фиксированной точке водоема, так и по направлению разгона волн. Сведения по этим вопросам можно получить на основании специальных натурных исследований и по материалам лабораторных экспериментов [31, 249].

Значительный объем натурных исследований процесса развития ветрового волнения выполнен экспедицией ГГИ на Кайрак-кумском водохранилище, где для этого использовалась авиасъемка волн по продольной оси и по поперечникам, длительные синхронные наблюдения в четырех-пяти пунктах на различном расстоянии от берега и регулярные наблюдения или регистрация волн в одном-двух пунктах [169]. Некоторое представление об изменении элементов волн во времени на различном расстоянии от подветренного берега дает рис. 1.7, на котором представлены результаты инструментальных и полуинструментальных измерений волн в пяти точках водохранилища. Из рисунка хорошо видно, что продолжительность периода нарастания волнения и элементы волн увеличиваются с увеличением длины разгона волн. Анализ всех других материалов по названному объекту показал, что нарастание волн отстает от нарастания ветра тем больше, чем больше скорость ветра и расстояние от места наблюдений до берега. Только при очень плавном нарастании шторма нарастание элементов волн следует за нарастанием скорости ветра.

1.5.2. Классификация волн и их элементов

Волны, возникающие на поверхности воды под действием ветра, делят на следующие виды:

капиллярные волны, или ветровая рябь, формирование которых определяется силами поверхностного натяжения. Предельные размеры этих волн: длина 1,7 см, фазовая скорость 23 см/с;

гравитационные волны, форма, вид и другие характеристики которых определяются действием силы тяжести при условии пренебрежимо малого влияния силы поверхностного натяжения.

Ветровые волны, подверженные действию ветра, относят к *вынужденным волнам*, а зыбь, распространяющуюся за пределы зоны действия ветра или действующую после затухания ветра, — к *свободным волнам*.

По стадии развития ветровое волнение делят на следующие три вида: *развивающееся*, *установившееся* и *затухающее*, характеризующиеся соответственно нарастанием, неизменностью или убыванием средних значений элементов волн во времени.

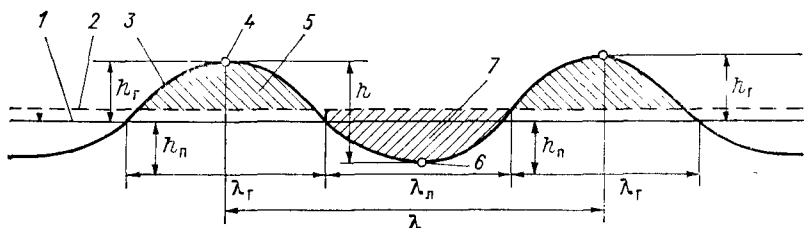


Рис. 1.8. Профиль волны и ее элементы.

1 — статический уровень, 2 — средняя волновая линия, 3 — профиль волны, 4 — вершина волны, 5 — гребень волны, 6 — подошва волны, 7 — ложбина волны; λ — длина волны, $\lambda_{\text{г}}$ — длина гребня, $\lambda_{\text{л}}$ — длина ложбины, h — высота волны, $h_{\text{г}}$ — высота гребня, $h_{\text{л}}$ — заглубление подошвы.

Ветровые волны при данных условиях на рассматриваемой части акватории водоема образуют систему волн, которую можно охарактеризовать осредненными и предельными значениями основных элементов волн, распределением элементов и спектральными характеристиками.

Каждую волну в отдельности характеризуют тремя основными элементами: высотой h , длиной λ и периодом T . Иногда к числу основных элементов относят также скорость перемещения волн, называемую иногда фазовой скоростью.

На профиле волны (рис. 1.8), представляющем собой линию пересечения поверхности двумерной волны по направлению ее луча с вертикальной плоскостью, обычно выделяют следующие части:

среднюю волновую линию — горизонтальную линию, пересекающую профиль волны таким образом, что площади выше и ниже ее одинаковы;

гребень волны — часть волны, расположенной выше средней волновой линии;

вершину волны — наивысшую точку гребня волны;

ложбину волны — часть волны, расположенную ниже средней волновой линии;

подошву волны — наинизшую точку ложбины волны;

крутизну волны — отношение высоты волны к ее длине;

пологость волны — отношение длины волны к ее высоте.

На взволнованной водной поверхности выделяют следующие элементы:

фронт волны — линию, проведенную по точкам вершины гребня данной волны;

луч волны — линию на взволнованной поверхности, проведенную по нормали к фронту волны в направлении ее распространения.

В водоеме по характеристикам действующих в их пределах ветровых волн выделяют следующие четыре зоны:

глубоководную — с глубинами $H > \lambda/2$, где дно водоема практически не влияет на волновое движение воды;

мелководную — с $\lambda/2 > H > H_{кр}$, где волны испытывают влияние сопротивления дна;

прибойную — с $H < H_{кр}$, где создаются условия для возникновения и завершения процесса разрушения волн;

приурезовую, в которой разрушающиеся волны переходят в поток наката, периодически набегающий на пляж.

В зависимости от зоны действия волны делят на следующие виды: глубоководные, действующие в зоне с $\lambda/2 < H$; мелководные, в зоне с $H_{кр} < \lambda/2 < H$; прибойные — трансформирующиеся волны, которые движутся по направлению уменьшающихся глубин с пенящимся буруном на переднем склоне.

Внутренние водоемы делят по преобладающим на их акватории штормовым волнам на следующие виды: глубоководные с волнами длиной $\lambda/2 \leq H$; мелководные с волнами длиной $\lambda/2 \geq H$.

Иногда выделяют водоемы или участки с ограниченными глубинами, на которых при штормовых условиях выполняется соотношение $\lambda/2 \approx H$.

1.5.3. Расчет элементов ветровых волн и учет их изменчивости

Приступая к изучению ветрового волнения в натурных условиях или к расчетам элементов волн для конкретных условий, необходимо учитывать изменчивость элементов волн. Обычно учитывают два вида изменчивости волн: в системе и в режиме.

Изменчивость волн в системе обычно определяют по обобщенным значениям функций распределения, представляемых в виде графиков или таблиц. Такие графики и таблицы обычно получают путем соответствующей обработки волнограмм или путем расчетов по теоретическим зависимостям.

В СНиП «Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения» [166] функции распределения представлены в виде

$$h_i/\bar{h} = f(gD/W^2) = f(gH/W^2), \quad (1.18)$$

где h_i — высота конкретной волны, м; $\bar{h}$ — средняя высота волны в системе, м; D — длина разгона, м.

Для условий глубокой воды ($H/\bar{\lambda} > 0,5$) и установившегося волнения значения этих же функций приведены в табл. 1.1.

С целью сопоставлений в табл. 1.1 помещены также осредненные значения соотношений $h_i/\bar{h}$, $\tau_i/\bar{\tau}$ и $\lambda_i/\bar{\lambda}$, полученные по многим сериям записей на Кременчугском водохранилище, оз. Балхаш и в аэрогидравлическом лотке (при длине разгона волн 25 м и глубине 0,3 м). Из данных табл. 1.1 видно, что во внутренних во-

Таблица 1.1

Значения функций распределения высоты, периода и длины волн

Элемент волны	Обеспеченность, %								
	1	5	10	25	50	75	90	95	97
СНиП 2.06.04—82									
$h_i/\bar{h}$	2,42	1,95	1,71	1,39	0,94	0,55	0,37	0,27	0,23
$\tau_i/\bar{\tau}$	1,63	1,46	1,37	1,23	1,01	0,78	0,63	0,53	0,48
Кременчугское водохранилище (97 серий)									
$h_i/\bar{h}$	2,25	1,84	1,66	1,31	0,95	0,64	0,40	0,31	0,26
$\tau_i/\bar{\tau}$	1,50	1,37	1,29	1,15	0,99	0,84	0,70	0,63	0,58
оз. Балхаш (8 серий)									
$h_i/\bar{h}$	2,10	1,72	1,36	1,27	1,06	0,66	0,42	0,32	0,28
$\tau_i/\bar{\tau}$	1,83	1,52	1,39	1,20	0,97	0,76	0,52	0,43	0,38
Аэрогидравлический лоток (8 серий)									
$h_i/\bar{h}$	1,89	1,58	1,43	1,19	0,98	0,74	0,57	0,46	0,40
$\lambda_i/\bar{\lambda}$	1,54	1,34	1,27	1,13	0,98	0,83	0,75	0,60	0,55

доемах при длине разгона от нескольких километров до нескольких десятков километров функции распределения элементов ветровых волн могут заметно различаться, особенно в области малой обеспеченности, от значений, принятых в СНиП [166]. Это обстоятельство необходимо учитывать при решении инженерных задач.

Для расчета средней высоты и среднего периода ветровых волн в глубоководной зоне и зонах с ограниченными глубинами в СНиП [31, 166] рекомендуется пользоваться кривыми, приведенными на рис. 1.9.

По вычисленному среднему периоду волн можно определить среднюю длину волн по формуле

$$\bar{\lambda} = g\bar{\tau}^2/(2\pi). \quad (1.19)$$

Некоторое представление о возможных погрешностях расчетов элементов волн в глубоководной зоне дает рис. 1.10. Наиболее заметно превышение данных СНиП над наблюдаемыми значениями в области больших значений gD/W^2 . В области малых зна-

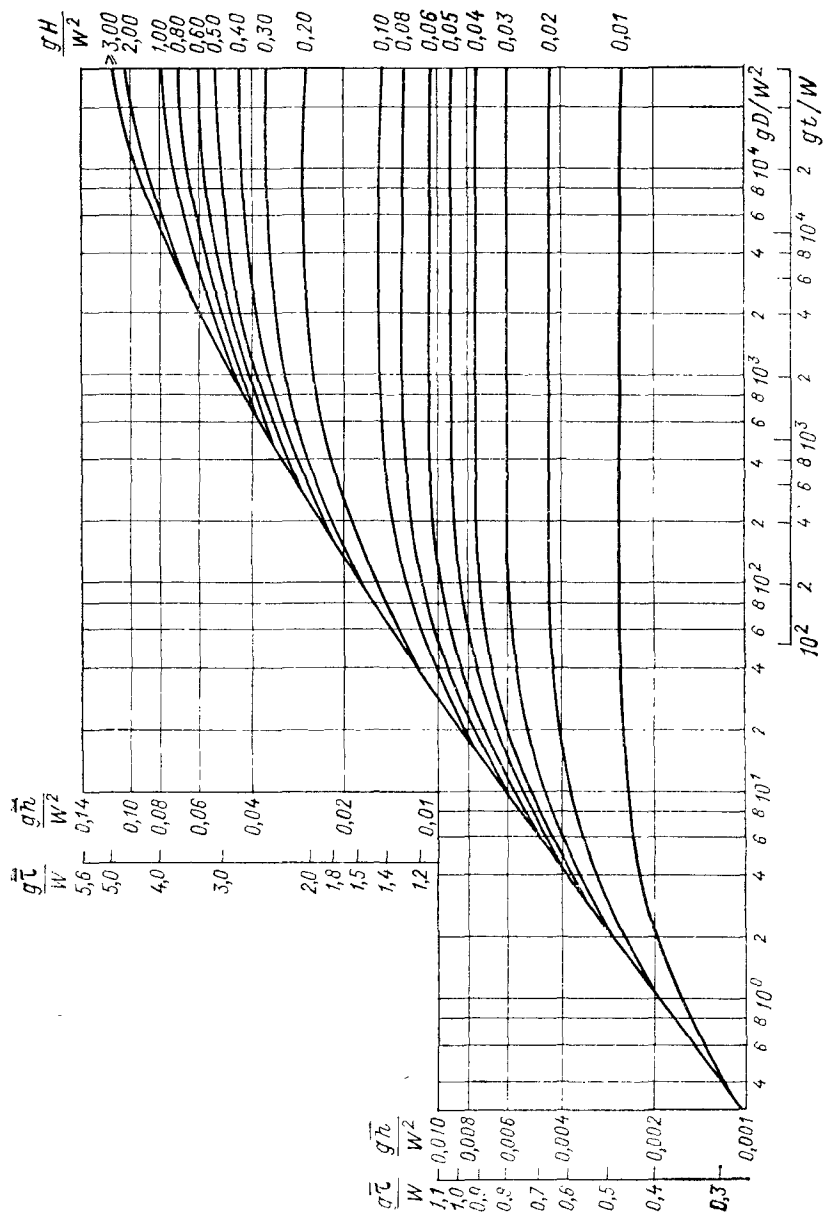


Рис. 1.9. Номограмма для определения элементов ветровых волн в глубоководной зоне и в зоне ограниченной глубины [166].

чений gD/W^2 одни наблюдаемые значения совпадают с огибающей кривой СНиП, а другие располагаются как выше, так и ниже кривой. Из этого следует, что при решении задач хозяйственного использования водоемов результаты расчетов волн целесообразно корректировать по данным натурных наблюдений.

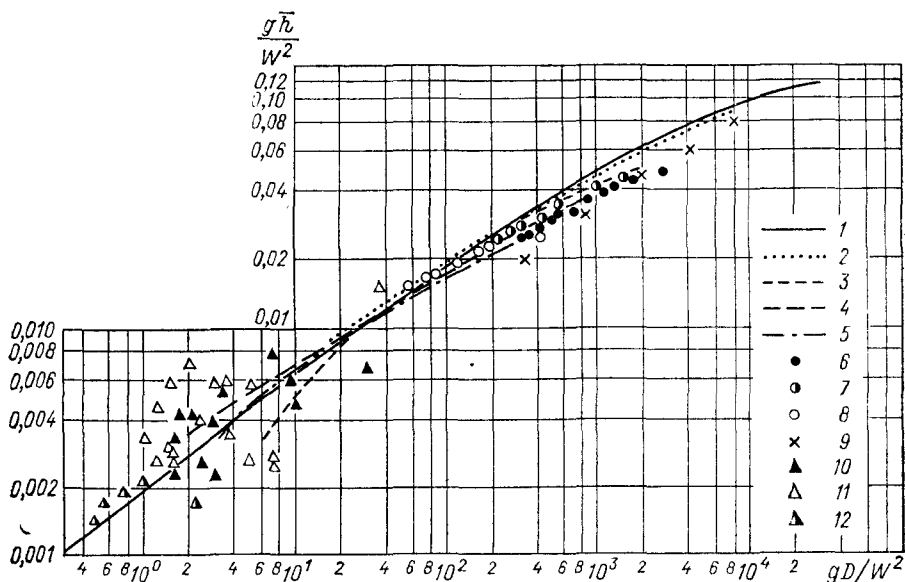


Рис. 1.10. Сопоставление предельных средних высот волн при заданных разгонах и скорости ветра, полученных путем экспериментов и расчетов.

1 — СНиП 2.06.04—82; расчеты по А. П. Браславскому при значениях W_{10} : 2 — 10 м/с, 3 — 20 м/с, 4 — 30 м/с, 5 — 40 м/с; измерения на Кайраккумском водохранилище [169] на расстоянии: 6 — в 7,3 км от волнографа всех элементов волн П. П. Кокоулина (ВЭВК), 7 — в 2,8 км от максимально-минимальной волномерной вехи (ММВВ), 8 — в 0,7 км от ММВВ, 9 — измерения на Куйбышевском водохранилище [199]; измерения в аэрогидравлических лотках [174]: 10 — $40 \times 1,2 \times 1,0$ м, 11 — $30 \times 0,6 \times 0,5$ м, 12 — $8 \times 0,2 \times 0,2$ м.

В СНиП дается метод расчета элементов ветровых волн отдельно для мелководной и прибойной зон.

Высоту волны i %-й обеспеченности h_i (м) в мелководной зоне с уклонами дна 0,002 и более рекомендуется определять по формуле

$$h_{iM.3} = k_T k_p k_{\Pi} k_i \bar{h}_{M.3}, \quad (1.20)$$

где k_T — коэффициент трансформации; k_p — коэффициент рефракции; k_{Π} — коэффициент обобщенных потерь; k_i — коэффициент перехода от средней высоты волны к высоте волны требуемой обеспеченности.

Коэффициенты k_T и k_{Π} определяют по табл. 1.2 для заданной относительной глубины H/λ . Средний период волн в пределах мелководной зоны принимают равным среднему периоду на глубо-

кой воде и определяют по рис. 1.9. Коэффициент k_p определяют по рекомендациям СНиП [166], а в случае подхода волн по нормали к линии берега или отклонениях до 10—15° от нее принимают равным единице. Значение коэффициента k_i для внешней границы мелководной зоны может быть принято по табл. 1.1,

Таблица 1.2

Значения коэффициентов, учитываемых при расчетах высоты волн в водоеме

$H/\bar{\lambda}$	Мелководная зона			Прибойная зона	
	при уклоне дна 0,02—0,002	$h_i/(g\bar{\tau}^2)$	k_T при заданном отношении $h_i/(g\bar{\tau}^2)$	$h_{пр 1 \%}/(g\bar{\tau}^2)$ при уклоне дна	
				0,05	$\leq 0,02$
1	2	3	4	5	6
$\geq 0,5$	1,00	0,0080	1,0	0,0273	0,0273
0,4	0,98	0,0073	0,98	0,0270	0,0265
0,3	0,95	0,0062	0,95	0,0258	0,0250
0,2	0,92	0,0048	0,92	0,0226	0,0213
0,1	0,86	0,0052	0,93	0,0130	0,0120
0,08	0,84	0,0062	0,95	0,0108	0,0096
0,06	0,81	0,0075	0,99	0,0084	0,0072
0,04	0,78	0,0104	1,06	0,0058	0,0050
0,03	0,76	0,0127	1,12	0,0045	0,0039
0,02	0,72	0,0167	1,22	0,0032	0,0026
0,01	0,66	0,0252	1,43	0,0016	0,0011

а для зоны ограниченных глубин — по рекомендациям СНиП [166].

Длина волн в мелководной зоне при заданных значениях $H/\lambda_{м.з}$ и $h_i/(g\bar{\tau}^2)$ определяют по кривым 1 рис. 1.11.

В прибойной зоне высоту разрушающихся ветровых волн при заданном уклоне дна определяют по табл. 1.2. Для этого по отношению $H/\bar{\lambda}$ ($\bar{\lambda}$ — средняя длина волн на внешней границе прибойной зоны) и данным графы 5 или 6 табл. 1.2 находят соответствующее значение $h_{пр 1 \%}/(g\bar{\tau}^2)$, а по нему, при условии равенства среднего периода в прибойной зоне и на глубокой воде, определяют высоту прибойной волны $h_{пр}$.

Длину волны в прибойной зоне $\lambda_{пр 1 \%}$ в СНиП [166] рекомендуется определять по верхней огибающей кривой (кривая 1) на рис. 1.11. Для отмелей внутренних водоемов ее можно определить по кривой 2 этого же рисунка. Поскольку кривые 2 и 1 различаются незначительно, то указанную рекомендацию можно считать вполне приемлемой.

При разработке рассмотренных рекомендаций по определению элементов волн, трансформирующихся и разрушающихся в мелководной и прибойной зонах, использовались преимущественно дан-

ные наблюдений на морях. Подтверждение обоснованности рекомендаций СНиП [166] впоследствии было получено, в частности, по данным многочисленных исследований трансформации волн на отмелях Черного моря [69]. Очень мало аналогичных данных для береговых отмелей водохранилищ и озер.

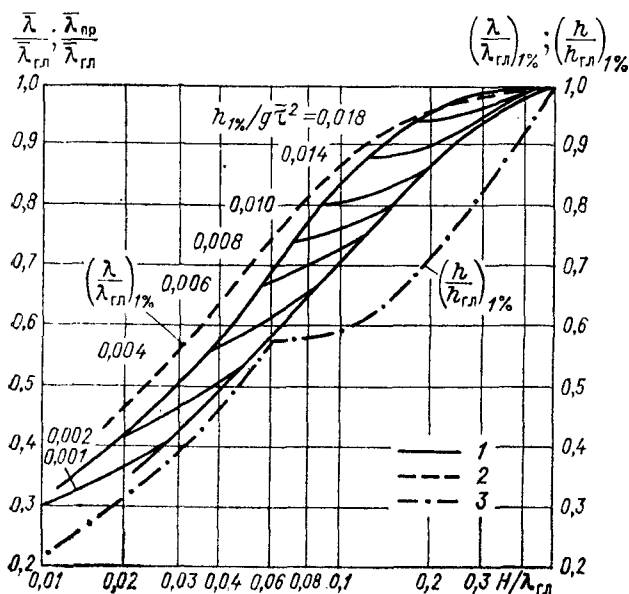


Рис. 1.11. Расчетные и эмпирические зависимости относительных значений высоты и длины трансформирующих волн от относительной глубины $H/\lambda_{гд}$. 1—данные СНиП [166]; 2—осредненные значения $(\lambda_i/\lambda_{гд}) 1\% = f(H/\lambda_{гд})$ по измерениям [170]; 3—осредненные значения $(h_i/h_{гд}) 1\% = f(H/\lambda_{гд})$ по измерениям [170]; $\lambda_{гд}$ —длина волн на глубокой воде.

Определенное количество материала по трансформации волн получено экспедицией ГГИ на береговых отмелях Кайраккумского водохранилища, где применялась синхронная регистрация с использованием волнографа [154], нескольких (3—6) электроконтактных вех и киносъемка на фоне волномерной сетки, показанной на рис. 1.12. По данным этих исследований [170] вычислены осредненные значения элементов волн, частично приведенные на рис. 1.11. Трансформацию длины волны характеризует, как упомянуто выше, кривая 2, расположенная несколько выше верхней огибающей кривой СНиП [166].

На рис. 1.11 нанесена также осредненная кривая трансформации высот волн (кривая 3). Тенденция изменения этой кривой

незначительно отличается от изменения отношения $h_{\text{пр } 1\%}$, представленного в графе 6 табл. 1.2, что убеждает в приемлемости ее для расчетов.



Рис. 1.12. Трансформация и разрушение ветровых волн на береговой отмели водохранилища в створе, оборудованном волномерной сеткой (ячейки 10×10 см), электроконтактными вехами и волнографом всех элементов волн ВВЭВК [154, 169].

1.6. Стоячие волны

1.6.1. Причины возникновения

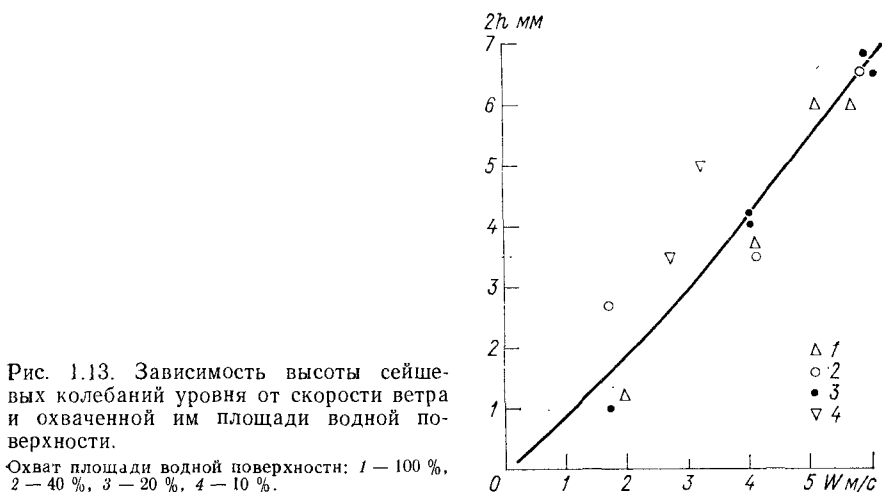
Стоячая волна возникает в результате наложения друг на друга двух одинаковых встречных длинных волн. Такие волны, наблюдаемые в озере, водохранилище или канале, обычно называют сейшами. Возникновение сейш в водоемах может быть вызвано следующими причинами:

- а) неравномерным распределением атмосферного давления над акваторией или его периодическим изменением во времени;
- б) действием ветра на водную поверхность;
- в) резкими повышениями или понижениями уровня в какой-либо части водоема за счет притока или оттока речных вод, выпадением дождя или града;
- г) сейсмическими колебаниями земной коры.

В некоторых случаях сейши в водоемах возникают в результате совместного действия двух или даже трех разных факторов.

Наиболее отчетливо сейшевые колебания уровня выражены при отсутствии ледяного покрова.

Во многих водоемах сейши действуют в течение 30—50 % продолжительности безледоставного периода, а в таких озерах, как Байкал и Балхаш, суммарная продолжительность их действия может достигать даже 80—90 % [189].



Сейшевые колебания уровня неизменно сопровождаются сейшевыми течениями, осуществляющими перенос и перемешивание вод и в связи с этим нередко оказывающими заметное влияние на формирование водных масс со специфическими чертами химического и биологического состава или термического режима. По этим причинам изучению сейшевых явлений необходимо уделять должное внимание.

В натуральных условиях до настоящего времени не удалось получить надежных данных о возникновении сейш и их зависимости от определяющих факторов. Часть таких данных получена путем экспериментальных исследований в аэрогидравлическом лотке [174]. Эксперименты показали, в частности, что высота сейшевых колебаний уровня заметно увеличивается с увеличением скорости ветра, но при постоянном ветре оказывается практически одинаковой при охвате ветром 100, 40, 20 и 10 % водной поверхности (рис. 1.13). Этот экспериментальный результат подтверждает полученные ранее теоретическим путем представления о незначительных затратах энергии на возбуждение стоячих волн и убеждает в том, что даже в крупных внутренних водоемах возможно возбуждение сейш под действием местных ветров или внутримассовых шквалистых ветров.

Экспериментальным путем выяснено влияние интенсивности нарастания скорости ветра на высоту сейшевых колебаний уровня,

а также определены соотношения между сейшевыми колебаниями уровня и установившимися сгонами-нагонами уровня.

Скорость ветра на экспериментальной установке принималась нарастающей от нуля до заданного значения за промежутки времени T_w , выраженные относительно периода одноузловой сейши ($T_1 = 65$ с) и равные T_1 , $T_1/2$, $T_1/4$ и $T_1/30 \dots T_1/60$.

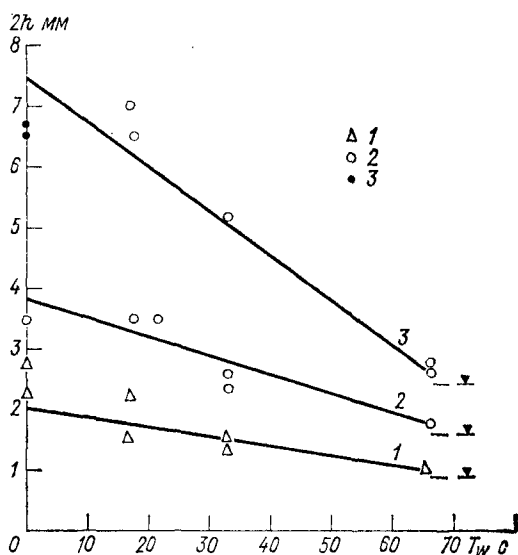


Рис. 1.14. Зависимость высоты сейшевых колебаний уровня от продолжительности периода нарастания ветра T_w и его скорости W .

Значения W : 1) 1,6—2,5 м/с, 2) 4,0—4,2 м/с, 3) 5,7—6,0 м/с.

Эксперименты проведены при трех диапазонах скорости ветра: 1,6—2,5, 4,0—4,2 и 5,7—6,0 м/с. Оказалось, что высота сейшевых колебаний уровня увеличивается с уменьшением промежутка времени нарастания скорости ветра и тем интенсивней, чем больше скорость ветра (рис. 1.14). Наряду с этим, сейшевые колебания превышали установившийся сгон-нагон уровня, показанный на рис. 1.14 штриховой горизонтальной линией, примерно в 2 раза при слабых ветрах и в 3 раза при наиболее сильном из воспроизведенного на экспериментальной установке ветре. Если воспроизводимый ветер задавался пульсирующим во времени и совпадающим по фазе с ходом уровня, то высоту сейшевых колебаний удалось увеличить за счет резонанса в несколько раз.

1.6.2. Основные элементы волн и их аналитическое выражение

К основным элементам стоячих волн относятся: период колебаний, высота колебаний уровня, число узлов и скорость течения.

При изучении динамики конкретных водоемов, наряду с перечисленными элементами, устанавливают местоположение узлов и пучностей, распределение высоты колебаний и скорости течения вдоль водоема или по его акватории.

Детальные представления о распределении стоячих волновых колебаний уровня вдоль оси водоема прямоугольной формы можно получить на основании рассмотрения уравнения профиля волны,

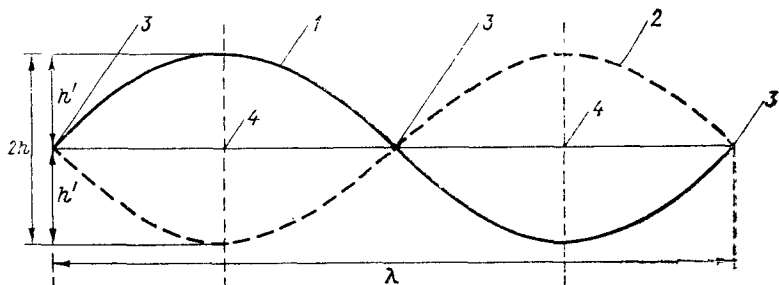


Рис. 1.15. Профиль стоячей волны.

1, 2 — профиль волны; 3 — узел волны; 4 — пучность волны; h' — высота волны, λ — длина волны.

которое в условиях глубокой воды ($H = \infty$) и ограниченной глубины ($H = \text{const}$) имеет вид [86, 95, 191]

$$\xi = h' \sin(kx_0) \sin(\sigma t), \quad (1.21)$$

где $k = 2\pi/\lambda$; $\sigma = 2\pi/T$; h' — амплитуда, равная половине общей высоты колебания уровня.

В момент, когда $\sin \sigma t = \pm 1$, профиль стоячей волны определяется уравнением синусонды

$$\xi = h' \sin(kx_0), \quad (1.22)$$

а в момент, когда $\sin(\sigma t) = 0$, совпадает с осью x .

Точки профиля стоячей волны, в которых ξ всегда равны нулю, называются узлами (рис. 1.15). Абсциссы узлов определяются условием $\sin(kx_0) = \pm 1$, которое выполняется при $kx_0 = n\pi$, где $n = 0; 1; 2; 3$.

Вертикали, пересекающие профиль стоячей волны, на которых в моменты $\sin(\sigma t) = \pm 1$ значения ξ достигают $\pm h'$, называются пучностями. Их абсциссы определяются условием равенства $\sin(kx_0) = \pm 1$, которое выполняется при $kx_0 = \pi/2 + n\pi/2$. Следовательно, пучности располагаются вдоль оси x на расстоянии $x_{\text{пуч}} = \pm(\lambda/4 + n\lambda/2)$ (рис. 1.15).

Экспериментальными исследованиями, проводившимися в прямоугольных бассейнах с плоским дном [49] и методом ЭГДА [86], подтверждено теоретическое положение о синусоидальности профиля стоячих волн. Местоположение узла даже в условиях одноузловых колебаний периодически отклоняется вправо и влево от

поперечной оси бассейна. Одновременно с этим отмечается несимметричность волнового профиля, причем в момент перехода через статистический уровень он не приобретает вида горизонтальной линии [49], а высота колебаний в пучностях так же, как и местоположение узла, подвергается периодическим изменениям.

Для водоема типа канала, исходя из выражения потенциала скорости стоячей волны, получают выражения для составляющих скорости, уравнений движения и длин траекторий перемещения жидких частиц. Составляющие скорости движения жидких частиц при условии ограниченной глубины канала описываются в решениях первого приближения точности уравнениями:

$$v = \frac{2h' gk (z + H)}{\sigma \operatorname{ch} (kH)} \cos (kx) \cdot \cos (\sigma t), \quad (1.23)$$

$$u = \frac{2h' gk (z + H)}{\sigma \operatorname{ch} kH} \sin (kx) \cdot \cos (\sigma t). \quad (1.24)$$

Уравнения движения жидких частиц с начальными координатами x_0 и z_0 представляются в виде:

$$x = x_0 + 2h' \frac{\operatorname{ch} [k (z_0 + H)]}{\operatorname{sh} (kH)} \cos (kx) \cdot \sin (\sigma t); \quad (1.25)$$

$$z = z_0 + 2h' \frac{\operatorname{sh} [k (z_0 + H)]}{\operatorname{sh} (kH)} \sin (kx) \cdot \sin (\sigma t), \quad (1.26)$$

а длины траекторий перемещения частиц — в виде

$$l_c = \frac{4h'}{\operatorname{sh} (kH)} \sqrt{\operatorname{sh}^2 [k (z_0 + H)] + \cos^2 (kx)}. \quad (1.27)$$

Из формулы (1.27) видно, что длина траекторий, а следовательно и скорость движения частиц, убывает от узла к пучности волны и от поверхности воды ко дну.

1.6.3. Периоды сейшевых колебаний уровня

Водная масса любого водоема, будучи выведенной из состояния покоя, совершает колебательные движения, как и любая физическая система, имеющая определенную степень свободы, около положения своего устойчивого равновесия с периодом, определяемым свойствами системы.

Для оценки периодов стоячих колебаний уровня в гидрологической практике используют различные расчетные методы и метод физического моделирования. Наибольшее распространение получили расчетные методы Мериана, Дюбуа, Дефанта, Кристалла, Л. К. Давыдова, А. Н. Кощеева.

По методу Мериана [8, 133] период одноузловой сейши определяется формулой

$$T_1 = 2L / \sqrt{gH_{\text{ср}}}, \quad (1.28)$$

где L — длина осевой линии водоема, равная половине длины одноузловой сейши; $H_{\text{ср}}$ — средняя глубина водоема.

В методе Дюбуа [8] осевая линия делится на n участков длиной Δx , а период одноузловой сейши определяется по формуле

$$T_1 = (4/\sqrt{g}) \sum_{i=0}^{i=h} \Delta x / (\sqrt{H_i} + \sqrt{H_{i+1}}), \quad (1.29)$$

где H_i и H_{i+1} — глубина воды в точках пересечения осевой линии с перечисленными створами, распределенными равномерно по длине водоема.

В усовершенствованном методе Дюбуа [8] приведение бассейна переменной ширины и глубины к бассейну постоянного сечения осуществляется путем выражения глубины в различных створах через ширину B_i и площадь водного сечения F_i в створе, а также введением в расчетную формулу площади водоема $\sum B_i \Delta x$ вместо его длины. Расчетная формула этого метода имеет вид

$$T_1 = (2/\sqrt{g}) \sum_{i=0}^{i=n} B_i \Delta x / \sqrt{B_i F_i}, \quad (1.30)$$

где Δx — расстояние между соседними створами вдоль осевой линии.

Периоды сейш, вычисленные по этим формулам, как правило, оказываются весьма близкими к измеренным в натуре значениям и к значениям, полученным на основании лабораторных исследований. Названные сопоставления проводились по материалам исследований таких водных объектов, как озера Байкал [171] и Балхаш [189] и Каховское водохранилище [184].

В зарубежной практике получили распространение простые формулы, каждая из которых применима к водоемам определенной очертаний в плане и определенной формы чаши водоема. Сводка этих рекомендаций имеется, например, в «Океанографической энциклопедии» [197].

Периоды сейш с числом узлов более одного часто принимают пропорциональными простому гармоническому ряду $1, 1/2, 1/3, 1/3, 1/4, \dots, 1/n$. Эти соотношения выполняются обычно лишь для прямоугольных бассейнов с постоянной глубиной. Для водоемов сложной формы они не обеспечивают получения надежных результатов.

Приближенный метод оценки периодов многоузловых сейш по известному периоду одно- или двухузловой сейши впервые был предложен Кристаллом [8, 133], который отказался от использования соотношений простого гармонического ряда и применил для тех же целей формулу следующего вида:

$$T_n/T_1 = \sqrt{1 + \chi} / \sqrt{n^2 + \chi}, \quad (1.31)$$

где χ — безразмерная величина, зависящая от формы профиля дна; n — число узлов сейши.

Если по данным наблюдений известны периоды T_1 и T_2 , то по формуле (1.31) легко вычислить значение χ и определить периоды сейши с числом узлов более двух. Этим же способом можно воспользоваться, если T_1 и T_2 определены на основании модельных исследований, что оказывается весьма удобным, поскольку воспроизведение на моделях трехузловых и четырехузловых сейш связано с некоторыми затруднениями и часто не обеспечивает требуемой точности результатов.

1.6.4. Затухание стоячих колебаний уровня во времени

Свободные стоячие колебания уровня в водоемах, как и колебания любой физической системы, затухают по экспоненциальному закону:

$$h'_i = h'_0 \exp \{-\delta [(t_i - t_0)/T]\} \cos [2\pi (t_i - t_0)/T]. \quad (1.32)$$

Для моментов времени $t_i - t_0 = kT \cos [2\pi (t_i - t_0)/T] = 1$ и выражение декремента (коэффициента) затухания δ , исходя из (1.32), приводится к виду

$$\delta = (\lg h'_0 - \lg h'_i) / \lg \{e [(t_i - t_0)/T]\}, \quad (1.33)$$

показывающему интенсивность затухания колебаний уровня за время, равное периоду сейши. Затухание колебаний может быть определено и за единицу времени (секунда, минута, час), что более удобно при сопоставлении интенсивности затухания в водоемах с разными периодами сейшевых колебаний.

Следует заметить, что определение интенсивности затухания свободных сейшевых колебаний уровня в водоемах по данным самописцев весьма затруднено из-за влияния различных искажающих факторов или из-за столь слабых затуханий, что они не обнаруживаются на записях даже при их длительности в несколько суток. Данные экспериментальных исследований показывают существенное уменьшение интенсивности затухания колебаний уровня с увеличением глубины. Действительно, значение δ , относенное к единице времени (1 мин), уменьшалось по данным экспериментов в бетонном лотке размерами $30 \times 0,6 \times 2,0$ м (ширина) от 0,50 при $H_{cp} = 2,7$ см до 0,067 при $H_{cp} = 28$ см, т. е. обратно пропорционально глубине.

Значение δ для двухузловой сейши на Каховском водохранилище ($H_{cp} = 8$ м) равно около $15 \cdot 10^{-4}$, а для двухузловой сейши на оз. Байкал ($H_{cp} = 780$ м) — около $23 \cdot 10^{-7}$. Эти цифры показывают, что свободное затухание сейшевых колебаний уровня при малой глубине в экспериментальном лотке происходит в те-

чение нескольких десятков минут, а при глубине около 30 см — в течение 1,0—1,5 ч. Для затухания сейш на Каховском водохранилище необходимо 2—4 сут, а на оз. Байкал — несколько месяцев. Однако в водоемах процессы свободного затухания колебаний уровня обычно нарушаются искажающими факторами и редко продолжаются непрерывно более нескольких суток.

Затухание свободных сейшевых колебаний уровня происходит в основном за счет донного и внутреннего трения, обусловленного физической вязкостью. Поскольку доля донного трения уменьшается с увеличением глубины бассейна, то это способствует снижению интенсивности затухания сейш в глубоководных водоемах, что и подтверждается полученными результатами экспериментальных исследований и данными натурных наблюдений. В природных условиях на интенсивность затухания сейш и сейшеобразных явлений может оказывать влияние еще один фактор — трение, обусловленное турбулентной вязкостью.

Влияние волнового перемешивания и ветрового течения на затухание сейш и сейшеобразных колебаний уровня отчетливо прослеживается на экспериментальных установках, например при измерении скорости ветра и размеров ветровых волн. По известным значениям интенсивности затухания волновых колебаний уровня, полученным при различной скорости ветра, можно вычислять, как показано в работе [208], коэффициент турбулентной вязкости, соответствующий задаваемым в экспериментах условиям турбулентного перемешивания вод.

1.7. Внутренние волны

Внутренние волны возникают в озерах и водохранилищах при наличии выраженной и достаточно устойчивой плотностной стратификации.

Источником возникновения внутренних волн обычно является местное нарушение состояния равновесия на границе раздела вод различной плотности. Частицы жидкости, будучи выведенными из состояния равновесия, начинают колебаться под действием силы тяжести и силы Архимеда около положения равновесия и удаляться от источника возмущения, охватывая частично соседние слои с различной плотностью.

Источником местного возмущения, приводящего к возникновению внутренних волн, могут быть колебания атмосферного давления, резкое изменение притока вод в водоем или оттока их из него, обрушение берегового склона, действие поверхностных волн и др. [104, 202].

Внутренние волны оказывают большое влияние на процессы вертикального и горизонтального обмена, поэтому их изучение важно для целей гидробиологии, гидрохимии и общей экологии водоема.

Считается установленным, что впервые в XVIII в. внутренние волны наблюдал американский ученый Франклин на простой экспериментальной установке, имевшей вид емкости, заполненной двумя видами не смешивающихся между собой жидкостей различной плотности. В природных условиях внутренние волны были обнаружены вначале в атмосфере по формированию облачных барашков. Мысль о возможности существования внутренних волн в океане впервые была высказана полярным исследователем Нансеном [104].

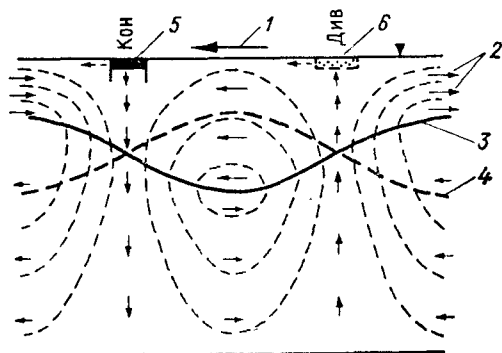


Рис. 1.16. Внутренняя волна в стратифицированном водоеме.

1 — направление движения волны; 2 — траектории волновых движений; 3, 4 — профили волны в различные фазы; 5 — вероятное место размещения зоны конвергенции (Кон); 6 — вероятное место размещения зоны дивергенции (Див).

Во внутренних водоемах слои различной плотности формируются в результате неравномерного прогрева воды. Разница температуры в соседних слоях слабо перемешиваемых озер может достигать летом 10—15 °C. В водохранилищах при штилевых условиях выраженный скачок температуры с перепадом 5—7 °C, а иногда и 10—12 °C может сформироваться в жаркую погоду за несколько часов. На границе скачка температуры при этом могут возникнуть внутренние волны.

Внутренние волны могут быть вынужденными и свободными, бегущими и стоячими. Каждому виду внутренней волны присуща определенная внутренняя структура [104]. В бегущей волне, например, частицы на гребне перемещаются против хода волны, т. е. по часовой стрелке, если волна движется влево, как показано на рис. 1.16. Движение частиц в области ложбины волны направлено по ее ходу, т. е. против часовой стрелки.

В результате встречных движений частиц и их расхождений формируются поля конвергенции (Кон) и дивергенции (Див) (рис. 1.16). На водной поверхности места размещения зон конвергенции и дивергенции проявляются по довольно отчетливо выраженным гладким полосам (сликам) или полосам повышенной шероховатости. Наблюдения за поведением полос «гладкой воды» и полос повышенной шероховатости показывает, что внутренние волны на мелководье могут дифрагировать или трансформироваться подобно поверхностным волнам.

Стоячие внутренние волны обнаруживаются по появляющимся и исчезающим на поверхности воды сликам через промежутки времени, равные периоду колебаний. Слики появляются при этом в местах размещения пучностей в моменты, когда движение частиц направлено от поверхности в глубину.

Внутренние волны различных видов часто приводят к возникновению турбулентных вихрей, которые способствуют в свою очередь трансформации и даже разрушению волновых колебаний. С внутренними волнами связано также явление, которое получило название «мертвая вода» из-за резкого сопротивления движению судна, оказываемого местным встречным переносом воды.

Внутренние волны в водоемах часто возникают потому, что на их формирование затрачивается в десятки и даже сотни раз меньше энергии, чем на формирование поверхностной волны равной высоты. Действительно, соотношение между высотами указанных волн можно записать в виде

$$h_{\text{вн}} = h_{\text{пов}} \rho_2 / (\rho_2 - \rho_1) = h_{\text{пов}} \rho_2 / \Delta \rho, \quad (1.34)$$

где $h_{\text{вн}}$ — высота внутренней волны; $h_{\text{пов}}$ — высота поверхностной (ветровой) волны; ρ_1 , ρ_2 — плотность воды соответственно верхнего и нижнего слоя.

Из выражения (1.34) следует, что если плотность воды в соседних слоях различается всего на $0,012 \text{ г/см}^3$, то внутренняя волна превышает поверхностную волну в 100 раз.

Частота внутренних волн определяется по формуле Вайсяля [202, 205]

$$N_{\text{вн}} = [g \Delta \rho / (\rho \Delta z)]^{1/2}, \quad (1.35)$$

где $\Delta \rho$ — изменение плотности воды, соответствующее изменению глубины Δz .

Для условий океана $N_{\text{вн}}$ имеет порядок $10^{-3} — 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ (соответствует диапазону периодов 1,7—17 ч). Максимальные значения $N_{\text{вн}}$ в верхнем слое скачка плотности имеют порядок 10^{-2} с^{-1} (соответствуют периоду около 10 мин) [67].

В крупных озерах периоды внутренних волн также укладываются в указанные пределы

$$\tau_{\text{вн. с}} = 2L \left[\frac{\rho_r}{\Delta \rho} \frac{1}{g} \left(\frac{1}{z_g} + \frac{1}{z_r} \right) \right]^{1/2}, \quad (1.36)$$

где L — длина водоема; z_g — толщина эпилимниона; z_r — толщина гипolimниона; $\Delta \rho$ — разность плотности воды гипolimниона и эпилимниона; ρ_r — плотность воды гипolimниона.

В крупных внутренних водоемах неоднократно наблюдались внутренние волны с периодом, соответствовавшим инерционному периоду, определяемому действием силы Кориолиса и равному

$$\tau_{\text{ин}} = \pi / (\omega \sin \varphi) \simeq 12 \sin \varphi, \quad (1.37)$$

где ω — угловая скорость вращения Земли, равная $7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$; φ — широта места; $\pi = 3,14$.

Однако чаще наблюдаются внутренние волны, период которых в целое число раз меньше инерционного:

$$\tau_{\text{вн}} = \tau_{\text{ин}}/n. \quad (1.38)$$

Фазовая скорость длинных внутренних волн в случае, если верхний слой z_3 имеет плотность ρ_3 , а нижний слой z_r — более высокую плотность ρ_r при общей глубине водоема $H = z_3 + z_r$ представляется в виде [67, 202]

$$c_{\text{вн}} = \left\{ g \frac{\Delta \rho}{\rho} \left(\frac{1}{z_3} + \frac{1}{z_r} \right) \right\}^{1/2}. \quad (1.39)$$

Если толщина слоя z_3 намного меньше толщины слоя z_r , то формула (1.39) преобразуется в вид

$$c_{\text{вн}} = (g \Delta \rho z_3 / \rho_r)^{1/2}. \quad (1.40)$$

Дисперсионное соотношение длинных внутренних волн представляют обычно в виде [104, 206]

$$\sigma^2 = g H k^2 + 4\omega^2 \text{ при } kH \ll 1, \quad (1.41)$$

а коротких внутренних волн

$$\sigma^2 = g k \text{ при } kH \gg 1, \quad (1.42)$$

где k — волновое число, равное $2\pi/\lambda$; λ — длина волны.

Периоды внутренних сейш в водоемах с размерами в плане до нескольких десятков километров могут составлять, по имеющимся оценкам [202], несколько десятков часов, а в крупнейших озерах мира могут достигать нескольких десятков суток.

В крупных внутренних водоемах длинные внутренние волны, как и длинные гравитационные волны на поверхности, могут подвергаться влиянию вращения Земли. Некоторые исследователи считают, что таким условиям соответствует формирование сложной системы волн Кельвина и Пуанкаре [104], которые могут перемещаться вдоль контура водоема в направлении часовой стрелки и в противоположную сторону. Скорость перемещения поверхностных волн Кельвина достигает максимума ($c_K = \sqrt{gH}$) у контура берега, а минимума — в центре водоема или у противоположного берега.

В результате приуроченности наибольших воздействий волн Кельвина к контуру водоема в береговой зоне при определенных условиях вертикального распределения температуры наблюдается подъем воды из нижних слоев к поверхности, т. е. происходит так называемый апвеллинг [104, 202].

Период волновых колебаний, обусловленных действием волн Кельвина, обычно превышает период одноузловой сейши, вычисленный, например, по формуле Мериана [8, 197].

В водоемах со сложными очертаниями линии берега и существенно меняющейся по подводному склону глубиной поверхностные волны Кельвина трансформируются и приводят к формированию поверхностных волн Пуанкаре, имеющих практически прямолинейные гребни (радиус $R \approx \infty$) и периоды, приближающиеся к половине маятниковых суток.

Многие свойства волн Пуанкаре и их влияние на динамику и формирование водных масс в водоемах остаются пока невыясненными.

1.8. Сгонно-нагонные явления

В водоеме любых размеров и формы при действии ветра и волн практически всегда наблюдаются сгоны-нагоны уровня. Нагонные явления отмечаются у наветренного, а сгонные — у подветренного берега [56, 72, 208].

Сгонно-нагонные явления обуславливаются действием двух факторов: волнового переноса вод и переноса вод, обусловленного действием ветровых течений. Волновой перенос вод может быть вычислен по теории волн большой высоты, разработанной Стоксом [95, 165]. Элементарный расход воды q_b на единицу волнового фронта в единицу времени равен:

$$q_b = a_b \sqrt{gk}/2, \quad (1.43)$$

где a_b — половина высоты волны ($h/2$); $k = 2\pi/\lambda$ — волновое число.

Скорость волнового переноса v_b убывает по мере заглубления под уровень по экспоненциальному закону

$$v_b = a_b^2 \sqrt{gk} \exp(-2kz), \quad (1.44)$$

где z — заглубление рассматриваемого горизонта под поверхность воды.

Из формулы (1.44) следует, что осредненная по вертикали скорость зависит от соотношения между глубиной водоема и элементами волн. Эту характеристику часто представляют в виде функции отношения глубины водоема или участка к средней длине волн, т. е. $H/\bar{\lambda}$. С увеличением отношения $H/\bar{\lambda}$ обычно отмечается уменьшение средней по глубине скорости волнового течения, что приводит в свою очередь к уменьшению волнового сгона-нагона уровня. Таким образом, волновой сгон-нагон уровня при одинаковых размерах волн в мелководном водоеме будет большим, чем в глубоководном водоеме. Волновой сгон-нагон уровня, не искаженный какими-либо другими факторами, наблюдается при действии зыби. В условиях действия ветра и ветровых волн сгон-нагон уровня определяется совместным влиянием ветрового течения и волнового переноса. Поскольку перенос при ветровом течении во много раз больше волнового переноса, то и суммарный сгон-

нагон уровня определяется в основном ветровым течением. В этом нетрудно убедиться, если сопоставить волновой перенос воды, вычисленный по формуле (1.43), с переносом воды ветровым однонаправленным течением, полученным в работе [176] для однонаправленного по глубине ветрового течения в виде

$$\underline{\underline{q_o}} \approx 0,012 W_{10} H, \quad (1.45)$$

а для разнонаправленного по глубине ветрового течения в виде

$$\underline{\underline{|q_p|}} \approx 0,0035 W_{10} H, \quad (1.46)$$

где W_{10} — скорость ветра на высоте 10 м над водной поверхностью.

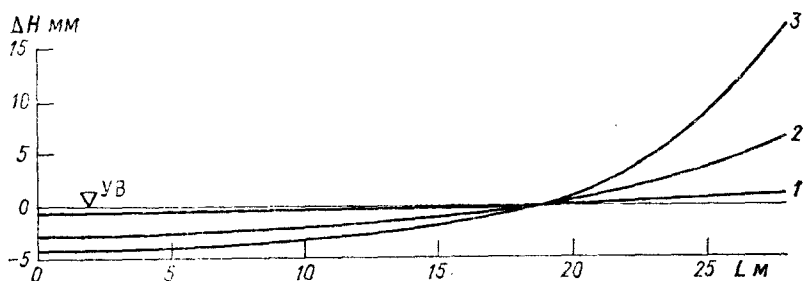


Рис. 1.17. Экспериментальные профили водной поверхности при различной скорости ветра в условиях действия волн на глубокой и мелкой воде.

1 — слабый ветер, волны на глубокой воде; 2 — ветер средней силы, волны на глубокой воде у подветренной части, подвергаются влиянию дна в наветренной части; 3 — сильный ветер, волны на мелкой воде.

Выполненные оценки показали, что отношения $\underline{\underline{q_o}}/q_v$ и $\underline{\underline{q_p}}/q_v$ по данным лабораторных исследований в аэрогидравлических лотках чаще всего укладываются в пределы 2—6, а по данным измерений в водоемах с глубиной 5—20 м достигают 10—40 и даже более [172].

Перечисленные обстоятельства показывают, что сгон уровня у подветренного берега водоема в реальных условиях должен быть меньше, чем нагон уровня у наветренного берега. Только в глубоководном водоеме профиль водной поверхности при сгоне-нагоне имеет вид, близкий к прямой (рис. 1.17), сгон примерно равен нагону, а отметка уровня в центре равновесия примерно равна отметке спокойного уровня.

В мелководных водоемах и водоемах с уменьшающейся глубиной по направлению разгона волн профиль сгонно-нагонного уровня приобретает сложные очертания (рис. 1.17), особенно при сильных ветрах: у подветренного берега водная поверхность почти прямолинейна, у центра равновесия слабо вогнута, у навет-

ренного берега вогнутость наибольшая. Форма профиля обычно заметно изменяется с изменением скорости ветра и элементов волн. Эти обстоятельства существенно осложняют оценку сгонов-нагонов уровня по данным натуральных наблюдений, особенно в водоемах сложной формы с меняющейся глубиной, а также в условиях наложения на сгон-нагон сейшевых колебаний.

Для сравнительно надежной оценки сгона-нагона уровня в глубоководном водоеме простых очертаний желательно иметь записи уровня в трех-четырех пунктах, расположенных в непосредственной близости от подветренного и наветренного берегов и на некотором удалении от центра равновесия в сторону к подветренному берегу или в противоположном направлении. В водоеме сложных очертаний в плане и водоеме с меняющейся глубиной требуется пять—семь пунктов наблюдений.

Поскольку расчетами затруднительно надежно учесть влияние сложных очертаний и рельефа котловины водоема, а также возможные изменения касательных напряжений ветра на водной поверхности, то в СНиП [166] сгоны-нагоны рекомендуется оценивать по данным натуральных наблюдений. При отсутствии данных наблюдений нагон уровня ΔH_n допускается определять методом последовательных приближений по формуле

$$\Delta H_n = k_w W_{10}^2 L \cos \alpha_w / [g (H + \Delta H_n)], \quad (1.47)$$

где W_{10} — расчетная скорость ветра на высоте 10 м над водной поверхностью, м/с; L — расстояние от уреза подветренного берега до рассматриваемой точки по направлению действия ветра; H — средняя глубина водоема; k_w — коэффициент, принимаемый равным $2,1 \cdot 10^{-6}$ при скорости ветра 20 м/с и $3,0 \cdot 10^{-6}$ при скорости 30 м/с; α_w — угол между направлением ветра и осью водоема.

Для приближенного вычисления разности сгонно-нагонного уровня в водоеме А. В. Караушевым [72] была предложена следующая формула:

$$\Delta H_n = (3 + 10h) \cdot 10^{-8} (L/H) W_{10}^2 \cos \alpha_w, \quad (1.48)$$

где h — высота волны, м.

Расчеты ветровых нагонов в водоемах сложной формы Караушев предлагает выполнять последовательно по участкам с учетом гидравлических сопротивлений [72].

Для расчета нагонов в каналах и водоемах размером от нескольких десятков метров до нескольких километров А. С. Судольским предложена формула следующего вида:

$$\Delta H_n = [k_\tau W_{10}^2 L \rho_a (0,80 + 0,05 W_{10}) \cos \alpha_w] / (\rho_{ж} g H), \quad (1.49)$$

где k_τ — коэффициент, равный $1,0 \cdot 10^{-3}$.

Применительно к морям и крупным водоемам с наклонным дном в работе [31] предложена следующая формула для расчета высоты штормового нагона:

$$\Delta H_{\text{н}} = \{(\tau_{\text{пов}} + \tau_{\text{д}}) \ln [H_1 / (H_2 + \Delta H_{\text{а}})] / [\rho_{\text{жг}} (H_1 - H_2 - \Delta H_{\text{а}})]\} + \Delta H_{\text{а}}, \quad (1.50)$$

где H_1 и H_2 — глубина соответственно в начале и конце участка с постоянным уклоном дна; $\Delta H_{\text{а}}$ — статистический подъем уровня

Таблица 1.3

Повторяемость продолжительностей стояния сгонно-нагонных уровней в Новосибирск ом водохранилище по грациям максимальных значений, % общей продолжительности периода стояния НПУ

Нагон-сгон уровня, см	Продолжительность стояния, ч								
	нагон					сгон			
	2-10	11-20	21-30	31-70	ΣР %	2-10	11-20	21-60	ΣР %

пгт Верхний Бьеф

3-5	1,06	1,81	0,39	—	3,26	0,73	3,04	—	3,77
6-10	0,85	2,77	1,64	1,20	6,46	0,10	1,53	0,37	2,00
11-20	0,21	1,11	1,07	1,06	3,45	—	0,20	—	0,20
21-30	—	0,29	0,75	0,86	1,56	—	—	—	—
31-70	—	0,59	—	—	0,93	—	—	—	—
ΣР %	2,12	6,57	3,85	3,12	15,66	0,83	4,77	0,37	5,95

с. Спирино

3-5	—	0,52	—	—	0,52	0,75	0,96	0,34	2,05
6-10	0,39	3,60	0,37	0,54	4,90	1,16	2,35	0,42	3,93
11-20	—	1,07	0,34	0,52	1,93	0,13	1,93	2,65	4,71
21-30	—	—	—	—	—	0,16	0,29	0,81	1,26
31-70	—	—	—	—	—	—	0,31	2,09	2,40
ΣР %	0,39	5,19	0,71	1,06	7,35	2,20	5,84	6,31	14,35

за счет отклонения атмосферного давления от среднего значения; $\tau_{\text{пов}}$ — тангенциальное напряжение на поверхности; $\tau_{\text{д}}$ — тангенциальное напряжение у дна.

Авторы формулы (1.50) утверждают, что она обеспечивает лучшую согласованность с данными наблюдений, чем другие известные формулы. Однако применительно к небольшим внутренним водоемам это утверждение нуждается в проверке.

Из этого краткого рассмотрения следует, что сгонно-нагонные явления в водоемах изучены недостаточно полно и что существующие расчетные зависимости не дают возможности надежно определять его количественные характеристики.

Для некоторых водоемов получены вполне объективные сведения о сгонах-нагонах на основании обработки лент самописцев уровня.

В качестве примера в табл. 1.3 приведены повторяемости сгонно-нагонных уровней различной продолжительности по градациям максимальных значений нагона и сгона в двух пунктах Новосибирского водохранилища. Один из пунктов — Верхний Бьеф — располагается у плотины ГЭС, а второй — с. Спирино — в зоне выклинивания подпора водохранилища, примерно в 140 км от плотины ГЭС. Из данных табл. 1.3 видно, что у плотины ГЭС чаще наблюдаются нагоны, а в зоне выклинивания — сгоны уровня, что вызвано преобладанием ветров, направленных от верховья водохранилища к плотине ГЭС.

Максимальные нагоны уровня у плотины ГЭС и максимальные сгоны у с. Спирино достигали, по данным наблюдений за три летних сезона, около 70 см, в то время как максимальные нагоны у с. Спирино и максимальные сгоны у плотины ГЭС не превышали 20 см.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПЕРЕНОСА ВОД ТЕЧЕНИЯМИ

2.1. Многообразие видов движений и масштабов пространственных структур

Воды озер и водохранилищ практически постоянно находятся в движении. Движением охвачена вся толща воды в пределах всей котловины. В природных условиях очень редко может наблюдаться какой-либо один из установившихся видов движений. Даже в зимний период, под ледяным покровом, конвективные циркуляции в водоеме могут сопровождаться, например, затухающими ветровыми, сейшевыми или стоковыми течениями. В безледоставный период совместное действие названных течений обычно усиливается по сравнению с зимним периодом на несколько порядков и к нему добавляются существенно изменяющиеся во времени и по акватории движения, обусловленные ветровыми, стоячими и внутренними волнами, мелкими вихрями, средне- и крупномасштабными циркуляциями, временные характеристики которых изменяются, как отмечено в гл. 1, от долей секунд до нескольких суток и даже более.

Волновые движения, обычно наиболее выраженные в верхних слоях, как правило, накладываются на переносное течение какого-либо вида или на суммарное течение. Вместе с ними они формируют имеющие случайный характер циркуляционные движения. Эти движения обычно имеют сложную пространственную форму. В вертикальной плоскости при действии волн и переносного течения отчетливо проявляются циркуляционные движения в виде вихрей с горизонтальной или вертикальной осью.

Слой волновых орбитальных движений в условиях одинаковой плотности воды по глубине и при наличии выраженной стратификации плотности может охватываться так называемыми циркуляционными движениями Ленгмюра [202]. Они представляют собой пары чередующихся между собой цилиндрических вихрей с правым и левосторонним движением, осуществляемым относительно горизонтальных осей, параллельных друг другу и направленных примерно по нормали к фронту ветровых волн. Признаком циркуляций Ленгмюра в водоеме считается наличие полос из пены или «дорожек» из плавающих предметов на водной поверхности. По этому признаку установлено, что расстояние между центрами соседних пар вихрей может изменяться от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров [150, 202].

Под действием ветровых, сейшевых или стоковых течений в водоемах могут формироваться макроциркуляционные движения, размеры которых в плане соизмеримы с размерами водоема или размерами его частично обособленных участков. Перечисленные выше вихри и волновые орбитальные движения включаются при этом в макроциркуляции как их составная часть.

Своеобразные системы циркуляции могут возникнуть на границе раздела вод с различной плотностью в условиях действия внутренних вод, но их изучение только начинается.

Измеренные в реальных условиях характеристики течений, турбулентной диффузии и других динамических явлений представляются как суммарный эффект всех действующих на поток факторов и морфологии водоема в том числе. Эти обстоятельства и являются основными причинами затруднений в получении достоверных характеристик структуры отдельно взятого явления, не искаженного влиянием каких-либо других факторов. В связи с перечисленными обстоятельствами, выявление основных видов траекторий волновых движений жидкости и качественной картины структуры переноса вод отдельными видами течений осуществлялось в ГГИ на лабораторных установках путем обеспечения наименьшего влияния искажающих факторов. Некоторые сведения о качественной структуре переноса вод получены путем обобщения данных натурных измерений и, в частности, авиасъемок течений.

Приведенные ниже сведения о пространственной структуре следует рассматривать как ориентировочные и нуждающиеся в дальнейшем восполнении или уточнении на основании новых данных исследований.

2.2. Траектории движений частиц жидкости при совместном действии волн и течений

Рассмотрение качественной картины движений частиц жидкости начнем с орбитальных волновых траекторий, поскольку на многих внутренних водоемах суммарная продолжительность действия волнения различной силы может достигать 80—90 % продолжительности безледоставного периода и волновые процессы оказывают заметное влияние на кинематику и структуру переноса вод. Учтем и то обстоятельство, что с волновыми движениями, обусловленными ветровыми волнами и зыбью, необходимо считаться при организации исследований водоема, при измерениях течений и диффузии, при интерпретации данных обработки измерений, а также при решении многих практических задач [103].

Траектории волновых движений частиц жидкости имеют наиболее простой и наиболее близкий к теоретическому вид в условиях действия зыби при отсутствии переносного течения. В условиях глубокой воды траектория волновых движений частиц

выражается, согласно теории волн малой высоты [95, 165], уравнением окружности в виде

$$(x - x_0)^2 + (z - z_0)^2 = [h \exp(kz_0)/2]^2, \quad (2.1)$$

показывающем, что радиусы r окружностей убывают по мере увеличения заглубления z_0 под уровень по экспоненциальному закону

$$r = h \exp(kz_0)/2, \quad (2.2)$$

где $k = 2\pi/\lambda$; x — продольная, а z — вертикальная координата частицы; h — высота волны.

Составляющие скоростей частиц по осям x и z выражаются зависимостями:

$$\begin{aligned} u &= dx/dt = \sigma (h/2) \exp(kz) \cos(kx - \sigma t); \\ w &= dz/dt = \sigma (h/2) \exp(kz) \sin(kx - \sigma t), \end{aligned} \quad (2.3)$$

где $\sigma = 2\pi/\tau$; τ — период волны; t — текущее время.

В условиях ограниченной глубины траектории волновых движений частиц имеют вид эллипсов и выражаются уравнением

$$(x - x_0)^2/a_0^2 + (z - z_0)^2/b_0^2 = 1, \quad (2.4)$$

где a_0 — горизонтальная, а b_0 — вертикальная полуоси эллипса, определяемые уравнениями:

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{h}{2} \frac{\text{ch}[k(z_0 + H)]}{\text{sh}(kH)}; \\ b_0 &= \frac{h}{2} \frac{\text{sh}[k(z_0 + H)]}{\text{sh}(kH)}. \end{aligned} \quad (2.5)$$

На линии поверхности воды, где $z_0 = 0$, полуоси эллипса равны:

$$a_{0\text{пов}} = (h/2) \text{cth } kH; \quad b_{0\text{пов}} = h/2. \quad (2.6)$$

На линии дна в условиях $z_0 = -H$ выражения для полуоси эллипса имеют вид

$$b_{0\text{д}} = h/[2 \text{sh}(kH)]; \quad B_{0\text{д}} = 0. \quad (2.7)$$

Составляющие орбитальных скоростей в условиях ограниченных глубин выражаются зависимостями:

$$\begin{aligned} u &= \frac{gkh}{2\sigma} \frac{\text{ch}[k(z_0 + H)]}{\text{ch}(kH)} \cos(kx_0 - \sigma t); \\ w &= \frac{gkh}{2\sigma} \frac{\text{sh}[k(z_0 + H)]}{\text{ch}(kH)} \sin(kx_0 - \sigma t). \end{aligned} \quad (2.8)$$

Изменение формы и размеров волновых орбит по вертикали в условиях глубокой воды и ограниченной глубины показано на рис. 2.1. На рис. 2.2 изображены траектории движения частиц у крутого подводного склона, полученные методом стационарной фотосъемки (с обтюратором) при действии лабораторных волн типа зыби. Все орбиты при этом имеют эллипсовидную форму

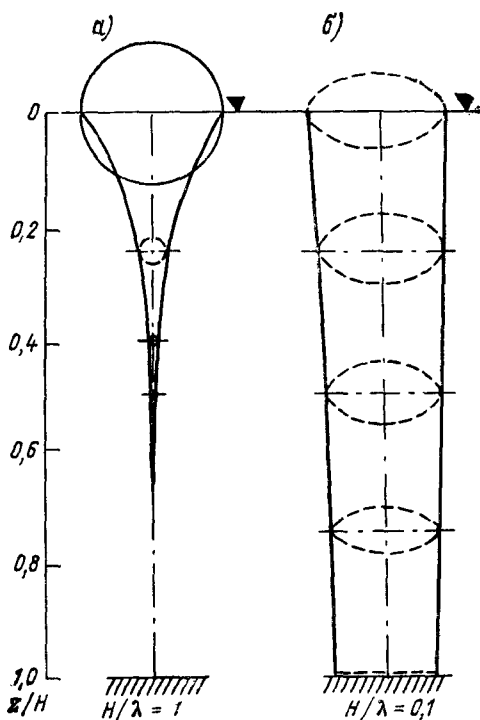


Рис. 2.1. Вертикальное распределение размеров волновых орбит при различной относительной глубине.

a — условия глубокой воды [86], *б* — ограниченная глубина.

с увеличивающимся по направлению ко дну эксцентриситетом и уменьшающимися горизонтальными осями эллипсов.

В условиях совместного действия волн и течений круговые и эллиптические орбиты волновых движений приобретают вид циклоид. Циклоиды обращены вершинами к поверхности воды, если направление течения совпадает с направлением распространения волн. В случае встречного направления волн и переносного течения циклоидальные траектории обращены вершинами ко дну, как показано на рис. 2.3.

Вид циклоидальных траекторий движений частиц изменяется в зависимости от соотношения между скоростью переносного течения v_t и скоростью волнового орбитального движения $v_{ор}$. При $v_t < v_{ор}$ траектории волновых движений частиц имеют вид удли-

ненных циклоид с характерными петлями (рис. 2.3 б, в). Если $v_T \approx v_{ор}$, то траектории частиц приобретают вид обыкновенных циклоид со собственными им точками возврата, соответствующими моментам полного равенства скоростей, имеющих встречное направление движения.

В условиях, когда $v_T > v_{ор}$, траектории волновых движений частиц приобретают вид, напоминающий укороченные циклоиды

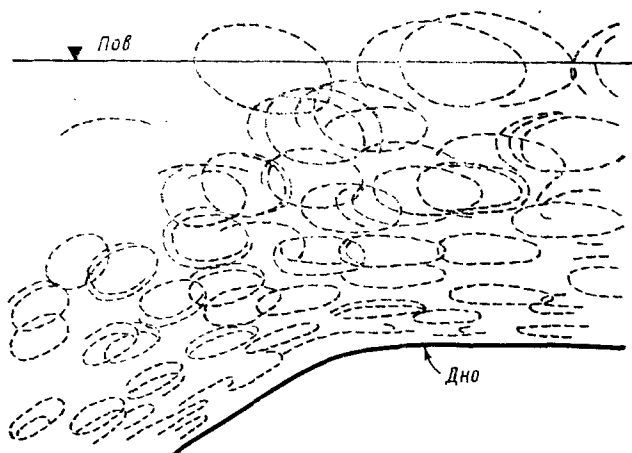


Рис. 2.2. Распределение волновых орбит у подводного откоса (по данным стационарной фотосъемки с обтюратором).¹

(рис. 2.3 б, в). Этот вид траекторий возникает в связи с тем, что продольные составляющие результирующих скоростей в верхней половине орбиты больше, а в нижней половине орбиты меньше, чем продольные составляющие волновой орбитальной скорости, на скорость переносного течения [103].

Знание рассмотренной классификации траекторий волновых движений частиц позволяет осуществлять обработку фото- и киноснимков с целью оценки общих черт картины движения потока и определения его кинематических характеристик. По снимкам, например, легко определить контуры вихревых образований, направление вращения, относительные скорости и др. В области действия вихрей траектории волновых движений имеют вид циклоид. В секторе, где направление вращения совпадает с направлением распространения волн, циклоиды обращены вершинами к поверхности воды, а в диаметрально противоположном секторе — вершинами ко дну потока, как показано на рис. 2.3 г.

¹ На рис. 2.2 и подобных ему траектории движения частиц в водном потоке изображены (в отличие от оригинальных снимков) пунктиром черного цвета или сплошными линиями.

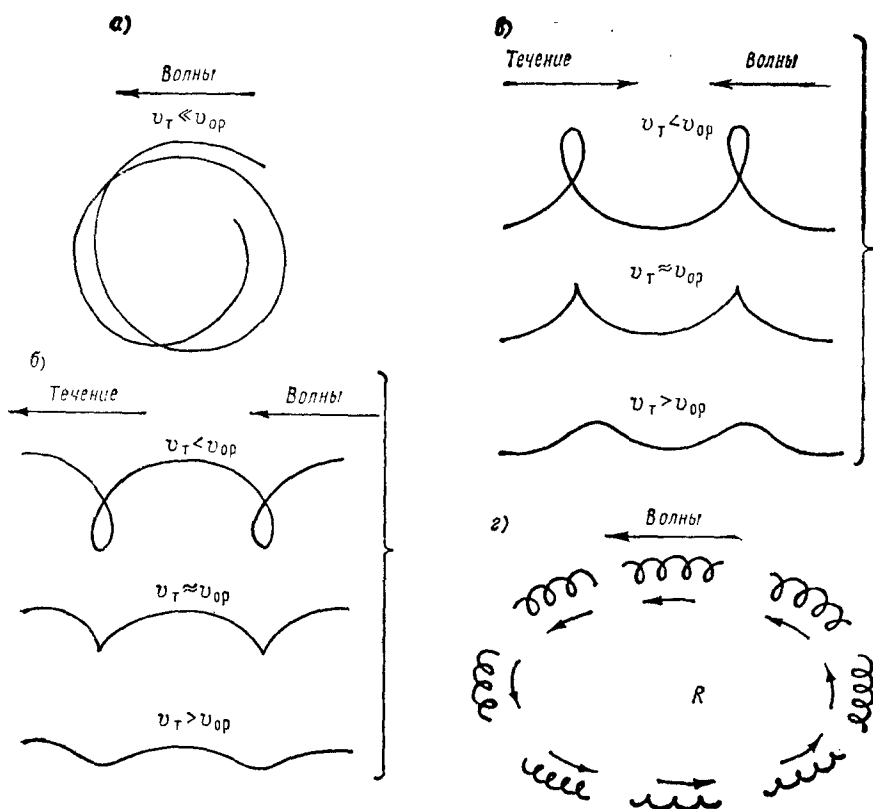
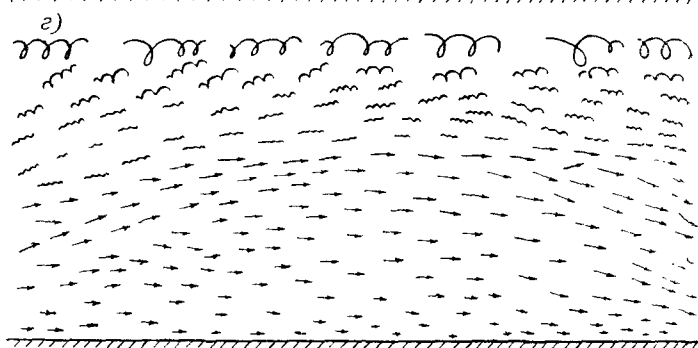
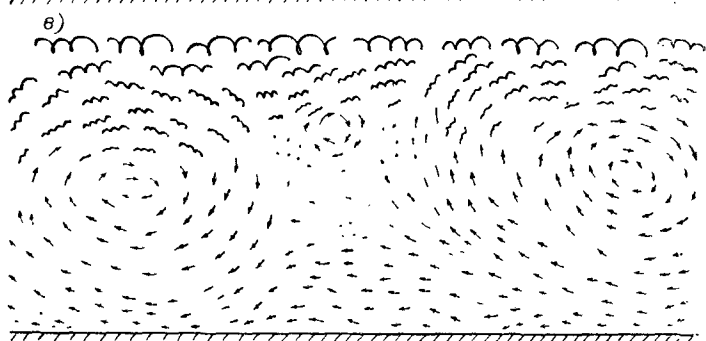
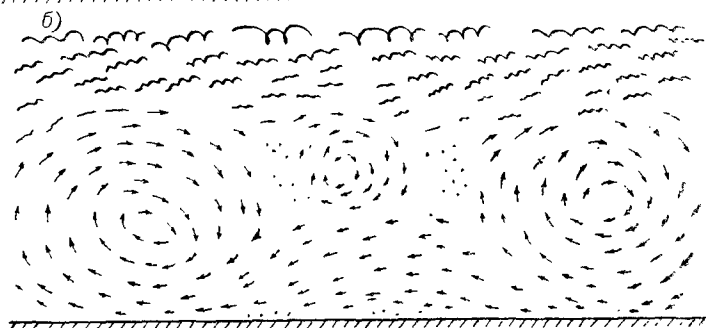
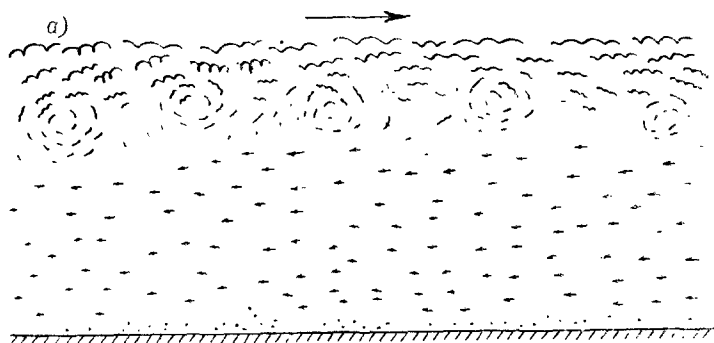


Рис. 2.3. Основные виды траектории частиц жидкости при различных направлениях и соотношениях скорости течения (v_T) и скорости орбитального движения ($v_{ор}$).

а — очень слабое течение, *б* — попутное течение, *в* — встречное течение, *г* — вихревое образование на ограниченной глубине при слабом течении.

2.3. Вертикальная структура ветровых течений на стадии возникновения и развития

Рассмотренная выше классификация траекторий движения частиц дает основание заключить, что при возникновении ветрового течения и ветровых волн под действием касательных направлений ветра в верхнем слое любого водоема частицы должны одновременно участвовать в двух основных видах движений — совершать волновые колебания и перемещаться по направлению возникшего течения. В действительности так и происходит, но только в наиболее простых условиях. Чаще всего частицы одновременно участвуют также в вихревом вращательном движении. Рассмотрим это на примере развития ветрового течения.



В первые моменты действия воздушного потока, когда поверхность воды сохраняется гладкой, в движение приходит лишь тонкий поверхностный слой, составляющий несколько миллиметров. Лабораторные эксперименты убедительно показывают, что на границе пришедшего в движение слоя жидкости и неподвижной толщи воды нет (не видно ни визуально, ни на кадрах стационарной киносъемки) каких-либо вихорьков, но отчетливо выражены вращения относительно своих центров визуализирующих поток твердых частиц. В последующие моменты, когда на поверхности воды возникают ветровая рябь и мелкие ветровые волны, наряду с интенсивным переносом воды в поверхностном слое по направлению ветра, в глубинных слоях возникает слабый компенсационный перенос, направленный навстречу ветру. В таких условиях на границе раздела прямого и компенсационного потоков появляются мелкие вихри преимущественно круговых и эллиптических очертаний с горизонтальной осью вращения (рис. 2.4 а). Поперечные размеры вихрей и продолжительность существования каждого из них увеличиваются по мере увеличения продолжительности действия ветра и нарастания волнения.

Когда нижняя граница дрейфового течения опускается примерно до горизонта $0,3H$, поперечные размеры наиболее крупных вихрей достигают примерно половины глубины потока H , а продолжительность их существования на экспериментальной установке с глубиной $0,3—0,5$ м составляет в среднем 2—5 с.

При дальнейшем увеличении продолжительности действия ветра нижняя граница дрейфового течения продолжает заглубляться, а поперечные размеры вихревых образований увеличиваются и наибольшие из них охватывают всю толщу воды (рис. 2.4 б, в). Некоторые из вихрей могут существовать при указанной глубине потока до 10—20 с. Между крупными вихревыми образованиями практически всегда возникают более мелкие вихри, поперечные размеры и продолжительность существования которых примерно на порядок меньше, чем крупных вихрей. Большинство мелких вихрей приурочено к придонному слою.

С момента охвата потоком прямого направления всей толщи воды некоторые завихрения небольших размеров обнаруживаются лишь в отдельных местах придонного слоя. В основной толще потока на одних кадрах стационарной киносъемки при этом видны плавно восходящие, а на других — нисходящие траектории частиц (рис. 2.4 г). Судя по наклону траекторий к линии дна и скорости потока, их продольные размеры в несколько раз превышают глубину потока, а наибольшие поперечные размеры равны последней.

Эти данные дают основание полагать, что в однонаправленном

Рис. 2.4. Изменение траекторий частиц и общего вида вихревых образований (с горизонтальными осями вращения) в процессе развития однонаправленного по глубине ветрового течения на экспериментальной установке.

Время от начала появления ветра и волн: а — 35 с, б — 1 мин 40 с, в — 1 мин 50 с, г — 3 мин 50 с.

ветровом течении, находящемся в квазиустановившемся состоянии, структурные образования с горизонтальной осью вращения близки к размерам структурных образований в эксперименталь-

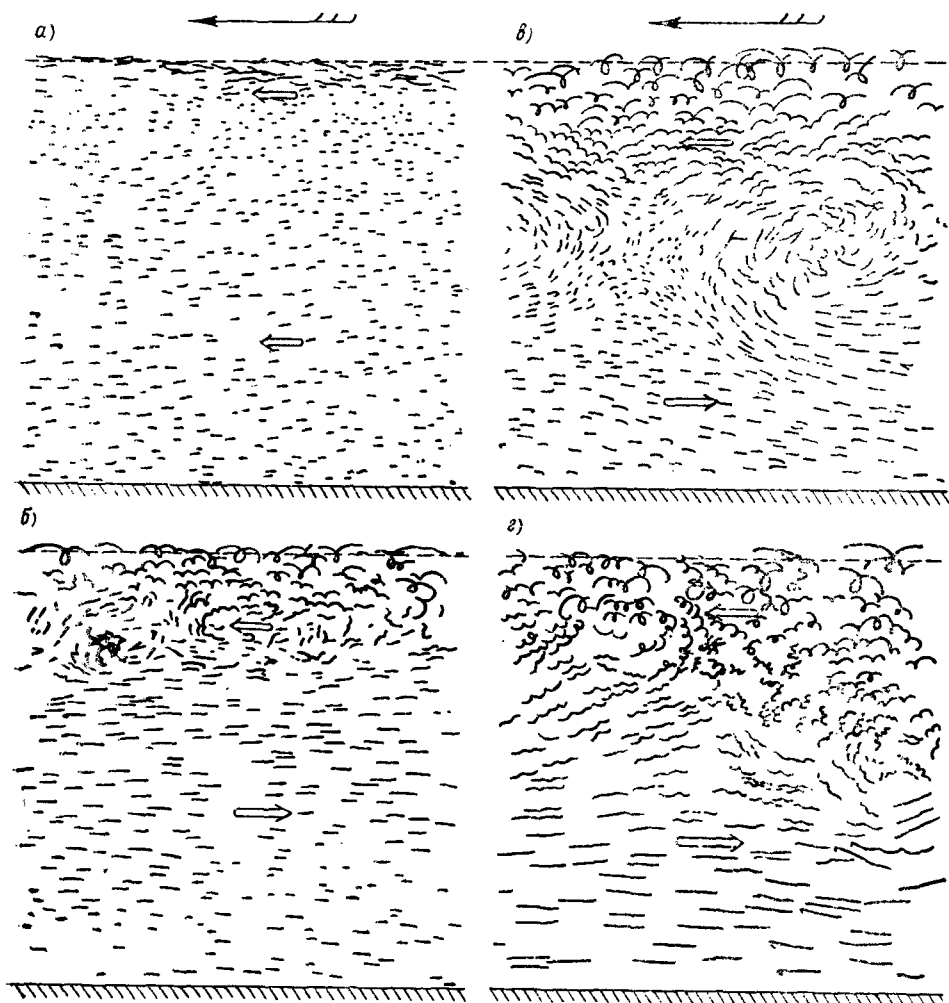


Рис. 2.5 Изменение траекторий частиц и общего вида вихревых образований (с горизонтальными осями вращения) в процессе развития разнонаправленного по глубине ветрового течения на экспериментальной установке.

Время от начала появления ветра и волн: а — 5 с, б — 10 с, в — 15 с, г — 22 с.

ном русловом потоке, т. е. что их поперечные оси достигают глубины потока H , а продольные — $(6...10)H$ [81]. Однако для получения более надежных представлений о вихревой структуре такого потока необходимо проведение скользящей киносъемки, подобной

той, которую применял А. Б. Клавен [81, 82] при экспериментальных исследованиях руслового потока.

В дрейфовом течении, охватывающем всю глубину, наряду с вихрями с горизонтальной осью, возникают вихри с вертикальной либо наклонной осью вращения. Значительно более сложную структуру приобретают ветровые течения, которые при своем развитии формируют разнонаправленный по глубине перенос — по ветру в верхнем слое и во встречном направлении в придонном и глубинном слоях.

Вихревые образования в разнонаправленном по глубине течении чаще всего приурочены к границе раздела потоков, которая в вертикальной плоскости даже в период развития течения имеет вид извилистой линии, а в пространстве — вид сложной взволнованной поверхности.

При возникновении наиболее крупных вихревых образований с горизонтальной осью вращения граница раздела потоков в условиях развития может опускаться примерно до горизонта $0,5H$, а в некоторых случаях даже до горизонта $0,7H$ от поверхности воды (рис. 2.5). В моменты, когда касательные напряжения ветра на водной поверхности и скорости дрейфового течения уменьшаются, граница потоков обычно смещается к поверхности.

В разнонаправленном ветровом течении чаще, чем в однонаправленном, возникают вихревые образования с вертикальной или наклонной осью вращения. Более отчетливо они выражены и чаще возникают в зоне действия компенсационного потока. Наиболее крупные из вихревых образований с вертикальной осью вращения пронизывают всю толщу зоны действия компенсационного течения (рис. 2.5) и даже частично проникают в зону действия дрейфового течения.

2.4. Вертикальная структура квазиустановившихся ветровых течений

Выше было показано, что на завершающих стадиях развития однонаправленного по глубине ветрового течения в водной толще происходит формирование эллиптических вихрей, которые могут охватывать всю толщу потока, а в продольном направлении в 8—10 раз превышают глубину. Наряду с этими наиболее крупными структурными образованиями в потоке формируются более мелкие вихри с горизонтальной осью, заполняющие пространство внутри крупных вихрей и по их контуру, а также вихри разных размеров с вертикальными или наклонными осями вращения. Преимущественно такие же черты структуры преобладают в однонаправленных ветровых течениях и на квазиустановившейся стадии развития процесса.

В разнонаправленных по глубине ветровых течениях, достигших квазиустановившейся стадии развития, вертикальная вихревая структура существенно изменяется с изменением глубины,

интенсивности течения, степени глубоководности ветровых волн и других факторов. Это обстоятельство отчетливо проявлялось на экспериментальной установке как при визуальном наблюдении процесса, так и при рассмотрении данных стационарной киносъемки. Просмотр многих сотен снимков полей скорости в вертикальной плоскости позволил выявить и представить на рис. 2.6 наиболее типичные черты структуры потока, свойственные определенным внешним условиям.

Структура движения частиц жидкости, представленная на рис. 2.6 а, характеризуется преобладанием прямолинейных, преимущественно параллельных дну траекторий в зоне действия как дрейфового, так и компенсационного течения, а также наличием небольших вихревых образований эллиптической или круговой формы на границе раздела. Вихревые образования незначительных размеров возникают также в придонном слое, но они существуют непродолжительное время и редко проникают в толщу компенсационного течения. Подобная картина чаще всего наблюдается в условиях слабого ветра при выраженной глубоководности волн, т. е. при $H \gg \lambda$.

Структура движения частиц жидкости, изображенная на рис. 2.6 б, соответствует примерно условиям $H \gtrsim \bar{\lambda}$ и характеризуется примерно теми же чертами, что и в рассмотренном выше случае, но отличается от нее большими размерами вихревых образований в зоне действия дрейфового течения и на его нижней границе. Некоторые из вихревых образований проникают в зону действия компенсационного течения, осуществляя тем самым местный вертикальный водообмен между ними.

К числу типичных отнесена также структура движений частиц, при которой вихревые образования различных размеров и формы, но преимущественно круговые и эллиптические с небольшим эксцентриситетом, заполняют всю толщу потока (рис. 2.6 в). Наиболее мелкие из этих образований возникают чаще, чем крупные, но существуют непродолжительное время. Наиболее крупные образования более устойчивы как во времени, так и в пространстве потока — они нередко видны на многих последовательных кадрах киносъемки, особенно в экспериментах со слабым ветром и сравнительно глубоководными волнами ($H \gtrsim \bar{\lambda}$).

Характерной особенностью структуры ветрового течения, нередко возникающей в условиях мелководных волн ($H \ll \bar{\lambda}$), является разделение потока по длине на отдельные «ячейки», в каждой из которых действуют как бы частично обособленные вертикальные циркуляции. Продольные размеры этих ячеек обычно в 3—5 раз превышают глубину, а в отдельных случаях достигают 8—10 глубин, т. е. приближаются к размерам эллиптических вихрей в однонаправленном по глубине ветровом течении и в русловом потоке. С наветренной стороны в ячейках преобладают круто восходящие к поверхности траектории (рис. 2.6 г), а с подветрен-

ной стороны — плавно нисходящие траектории. Внутри крупных структурных ячеек размещаются более мелкие образования круговой или эллиптической формы с поперечными размерами, значительно меньшими, чем глубина потока. Обращает на себя внима-

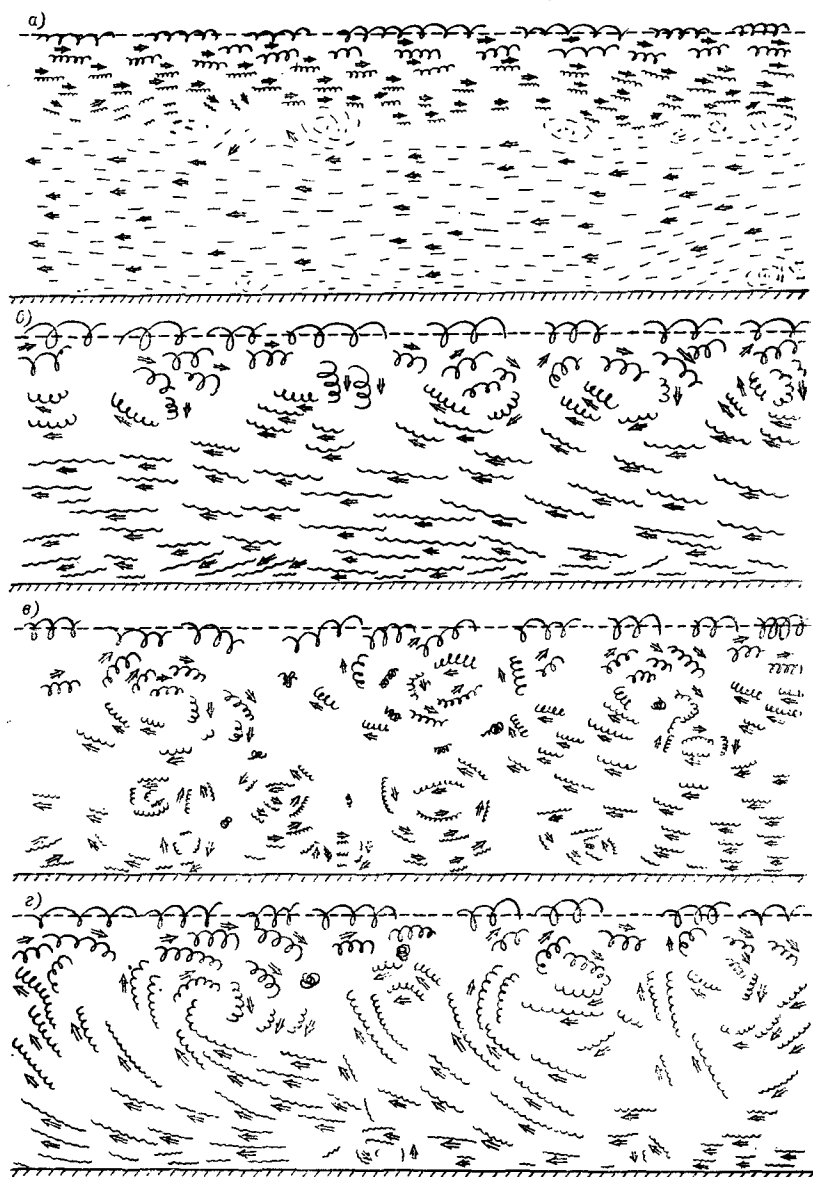


Рис. 2.6. Основные типы вертикальных вихревых структур в разнонаправленных по глубине и квазистановившихся во времени ветровых течениях.

а—г — см. пояснения в тексте.

ние и то обстоятельство, что ячейки сохраняют свое местоположение в потоке длительное время и лишь их концевые участки пульсируют во времени, то сокращая, то удлиняя общую протяженность ячеек вдоль оси потока.

Рассмотренные виды вихревых структур ветровых течений хотя и являются типичными, но не исчерпывают всего возможного многообразия процесса движений частиц даже для указанных ветровых и волновых условий [237].

2.5. Количественные характеристики вертикальных вихревых образований

При изучении вертикальной структуры ветровых течений наибольшее внимание приходится уделять наиболее крупным вихревым образованиям, поскольку они обладают наибольшей энергией движения и определяют, например, такие процессы, как вертикальное перемешивание вод [10, 124, 205, 210].

Наиболее детальные сведения о крупных вихревых образованиях получены в лабораторных экспериментах ГГИ [177, 180] для разнонаправленных по глубине ветровых течений. Это оказалось возможным в связи с тем, что квазиустановившимся течением этого вида присущи вихревые образования с вертикальной и горизонтальной осями вращения, которые сравнительно легко выявляются на кадрах стационарной киносъемки благодаря малой подвижности и отчетливости их форм.

Обработке были подвергнуты материалы семи экспериментов, в каждом из которых съемка полей скорости осуществлялась в течение 5—50 мин (табл. 2.1). Размеры освещенной плоским светом осевой части потока при ширине лотка 100 см и глубине наполнения 50 см составляли $50 \times 5 \times 75$ * см. Следовательно, на кадрах киносъемки фиксировались лишь те структурные образования, которые перемещались в осевой части потока или пересекали ее под некоторым углом.

В каждом эксперименте за указанное выше время регистрации поля скорости было зафиксировано и выделено по 10—20 структурных образований с вертикальной и горизонтальной осями вращения. Средние размеры этих образований составляли около $0,5H$, а наибольшие достигали $\frac{4}{5}H$ (табл. 2.1), причем в одних экспериментах преобладали вихревые образования с вертикальной, а в других — с горизонтальной осью вращения. Вихревые образования с вертикальной осью вращения существовали в среднем около 20 с, а вихревые образования с горизонтальной осью вращения — около 10 с. Вихревым образованиям с вертикальной осью вращения оказалась свойственна большая подвижность, чем вихревым образованиям с горизонтальной осью вращения, и они

* Длина.

чаще выходили за пределы поля съемки, что приводило к некоторому занижению данных о времени их существования.

Общая продолжительность существования вихревых образований, выраженная в процентах от продолжительности регистрации поля скоростей, изменялась в широких пределах: от 0,3 до 50 % для вихрей с горизонтальной осью вращения и от 8,4 до 23,1 % для вихрей с вертикальной осью вращения (см. табл. 2.1). Если

Таблица 2.1

Количественные характеристики вихревых образований в экспериментах с разнонаправленными по глубине ветровыми течениями

Номер эксперимента	Скорость ветра W_{10} м/с	Высота волны h_1 % см	Продолжительность регистрации $T \cdot 10^3$ с	Число и параметры крупных вихревых образований							
				с горизонтальной осью				с вертикальной осью			
				число структурных образований	размер максимальный средний, см	продолжительность существования t_{cp} с	t_{cp}/T 100 %	число структурных образований	размер максимальный средний, см	продолжительность существования t_{cp} с	t_{cp}/T 100 %
P_1	6,2	4,0	1,44	6	36/—	8,8	3,6	7	32/23	18,5	9,0
P_2	8,8	6,0	1,21	3	34/—	14,5	3,6	10	22/17	21,2	17,4
P_3	11,0	8,0	1,60	—	—	—	—	22	33/19	22,7	22,7
P_4	12,3	11,0	2,89	2	41/—	4,0	0,3	15	36/—	18,3	8,4
1	3,0	1,0	0,62	7	35/20	19,3	22,0	—	—	—	—
2	5,3	2,4	0,31	10	25/17,5	15,2	50,0	—	—	—	—
3	9,9	7,3	0,86	3	30/28	5,1	0,65	11	35/26	17,9	23,1

продолжительность существования упорядоченных вихревых образований рассматривать не по продолжительности их нахождения в пределах границ поля съемки, а по продолжительности регистрации скоростей в конкретных точках потока, то указанное общее относительное время может быть уменьшено в 5—10 раз.

Для квазиустановившихся однонаправленных ветровых течений продолжительность существования крупных вихревых образований оказалась близкой к приведенным выше средним значениям, но эти сведения грубо приближены, поскольку получены путем подсчета числа кадров съемки с отчетливо выраженными восходящими и нисходящими траекториями частиц.

На основании данных экспериментов можно утверждать, что крупные и средние по размерам вихревые образования связаны с размерами потока и характеристиками градиентов его скорости. Об этом свидетельствует то, что размеры крупных вихревых образований соизмеримы с размерами слоя, охваченного волновыми движениями, а время их существования примерно на 1—2 порядка и более превышают средний период волн.

Последнее подтверждает правомерность гипотезы о незначительном влиянии волновых движений на турбулентность ветрового течения в изотермическом слое моря. Эта гипотеза была выдвинута С. А. Китайгородским [78] на основании анализа уравнения баланса энергии флюктуационных движений применительно к морским условиям. Некоторые косвенные подтверждения гипотезы ее автор получил на основании анализа данных В. В. Ефимова и Г. Н. Христофорова [46] по пульсациям скоростей и данных А. Ю. Бенилова и Б. Н. Фелюшкина [124] по флюктуациям температуры воды в верхнем слое моря.

2.6. Макроциркуляция вод в водоеме при ветровых течениях

Рассмотренные выше черты структуры ветровых развивающихся и квазиустановившихся течений наиболее отчетливо выражены в вертикальной продольной плоскости таких природных объектов, как каналы и озера удлиненной формы, в условиях действия ветра вдоль продольной оси. В водоемах со сложным рельефом котловины при длительном действии устойчивого ветра формируются, как показывают данные лабораторных исследований и природных наблюдений, циркуляционные движения, охватывающие весь водоем или его частично обособленные в морфологическом отношении участки. Путем обобщения материалов многочисленных экспериментов, проводившихся в ГГИ на пространственных гидравлических моделях нескольких водных объектов и материалов исследований на озерах и водохранилищах, удалось выявить некоторые характерные черты и особенности указанных макроциркуляций. Характерные черты макроциркуляций рассмотрены применительно к простым условиям: водоем имеет удлиненную форму с плавными очертаниями береговой линии и плавным рельефом дна; ветер устойчив по направлению и скорости; плотность воды одинакова по всей глубине и не меняется по акватории. Для таких условий выделено десять наиболее характерных схем макроциркуляции вод (рис. 2.7).

Макроциркуляции, представленные схемами I—VI, сформированы ветрами, действующими преимущественно вдоль водоема, а макроциркуляции, представленные схемами VII—X, — ветрами, направленными поперек водоема (рис. 2.7).

Подробное описание каждой из выделенных схем дается в работах [176]. Специфические черты отдельных пространственных циркуляций довольно отчетливо видны на рис. 2.7. Представляется возможным объединить близкие по общим чертам схемы в отдельные типы циркуляций, каждому из которых присущи общие основные черты переноса вод в водоемах при нескольких характерных ветровых ситуациях.

Отчетливо выделяются, по нашему мнению, следующие основные типы вертикальной и горизонтальной макроциркуляции вод в водоемах:

тип 1 — характеризуется преобладанием макроциркуляции вод в вертикальной плоскости, при которой дрейфовое течение, вызванное ветром и совпадающее с ним по направлению, сосредоточено в верхних слоях, а компенсационное течение, направленное преимущественно навстречу ветру, — в глубинных и придонных слоях водоема. Этот тип вертикальной макроциркуляции вод наиболее полно отображается схемами *I* и *VII*;

тип 2 — циркуляция вод осуществляется преимущественно в горизонтальной плоскости и охватывает весь водоем. Преобладающий перенос вод в соседних частях водоема, расположенных по обе стороны от его оси, имеет противоположное направление. Течения этого типа формируются в водоемах при ветровых ситуациях и особенностях рельефа дна, указанных на схемах *II—IV*, *VI* и *VIII*;

тип 3 — характеризуется наличием транзитной струи и примыкающих к ней горизонтальных макроциркуляций, в пределах которых на вертикалях преобладают однонаправленные по глубине течения. Циркуляции этого типа представлены схемами *V*, *IX* и *X*.

Таким образом, число типов макроциркуляций вод при ветровых течениях в водоеме простых очертаний оказалось значительно меньше числа представленных на рис. 2.7 ветровых ситуаций, что позволяет изучить их путем постановки натурных измерений или путем лабораторных исследований на пространственных моделях водоемов.

Для большинства схем циркуляции вод, представленных на рис. 2.7, характерно преобладание однонаправленного по глубине течения с незначительными (до 30°) отклонениями направлений на отдельных горизонтах от направления преобладающего переноса или разнонаправленного течения, при котором перенос в глубинных или придонных слоях осуществляется под углом $150\text{—}210^\circ$ по отношению к направлению поверхностного течения. Однонаправленное течение преобладает, например, на схемах *IV*, *IX* и *X*. На схемах *I* и *VII* преобладают разнонаправленные по глубине течения. На схемах *II*, *III* и *VI* каждый из указанных видов течений охватывает примерно от $\frac{1}{3}$ до $\frac{2}{3}$ акватории водоема, а на переходные виды распределения течений приходится всего лишь по 10—20 % площади водоема.

Из рассмотренного следует, что от общей макроциркуляции вод зависит распределение скорости по вертикали и положение границы раздела дрейфового и компенсационного течений, направление преобладающего переноса вод в различных зонах водоема и другие характеристики течений. Очевидно также, что даже приближенные сведения об общей макроциркуляции вод в водоеме облегчают осуществлять, например, обоснованный выбор места взаимного размещения водозаборных и водосбросных сооружений, ориентируют в выборе наиболее эффективных методов и сроков изучения течений, в размещении створов и вертикалей по

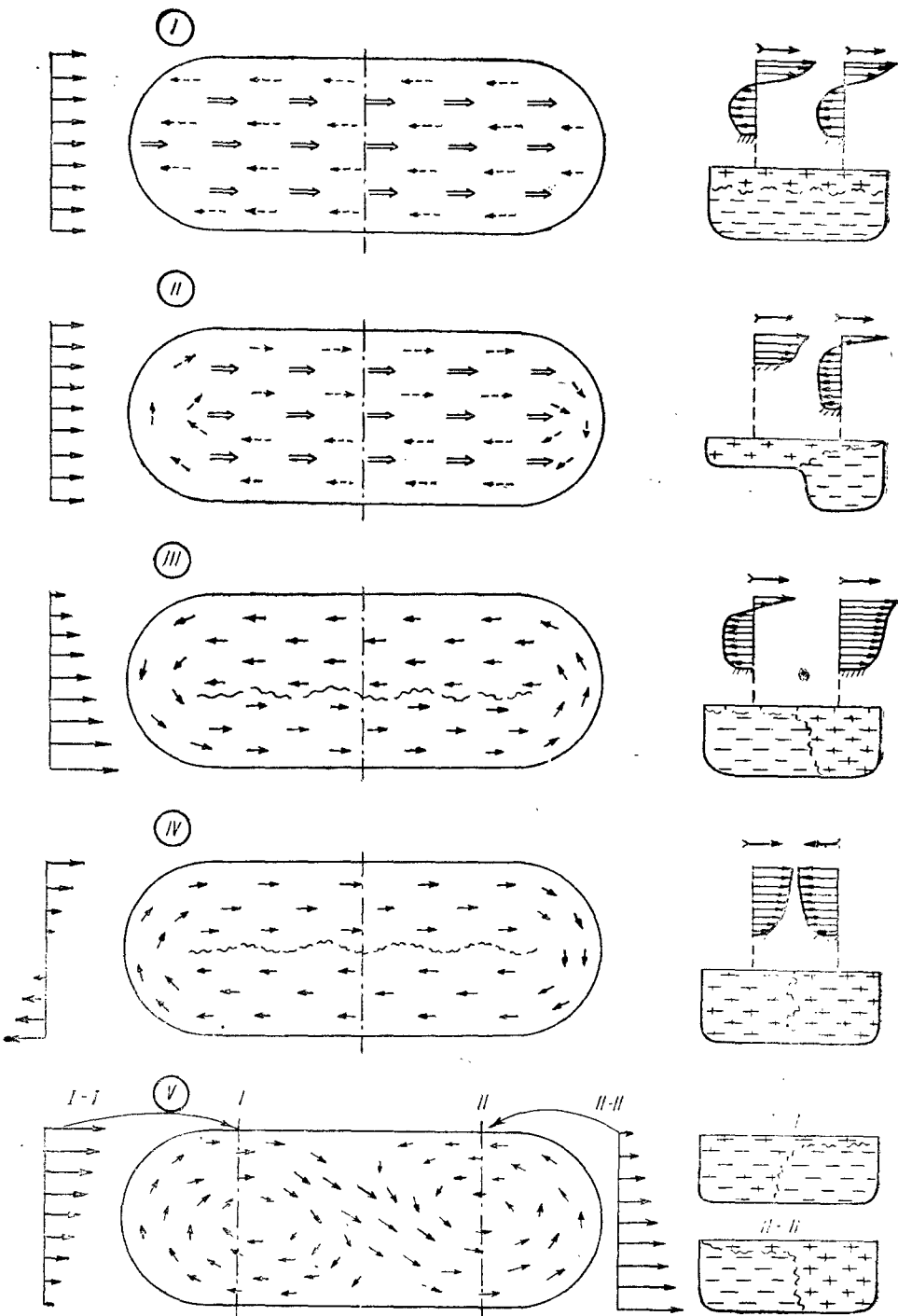
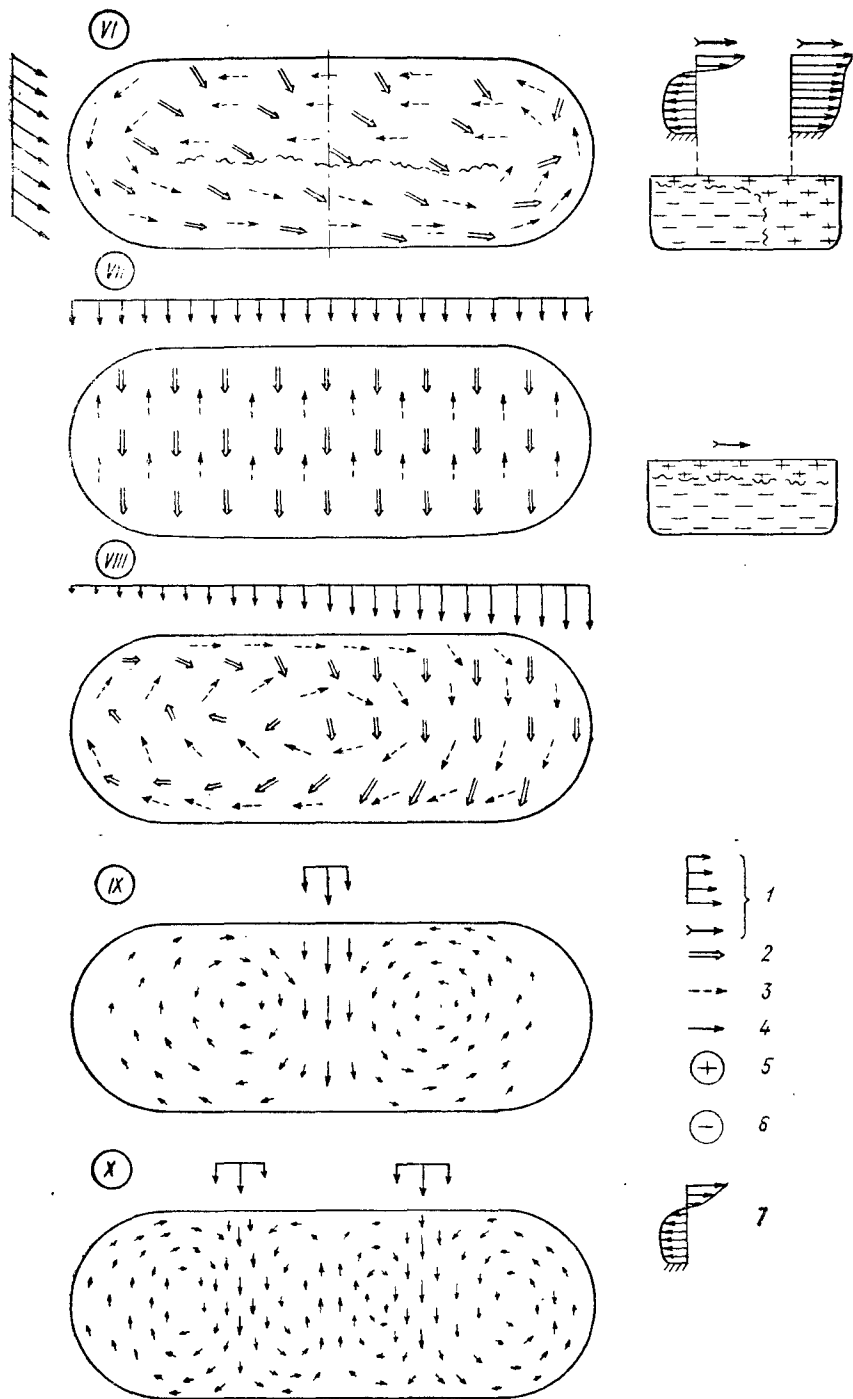


Рис. 2.7. Основные схемы макроциркуляции вод в водоеме простых очертаний
 1 — направление ветра; направление течения: 2 — поверхностного, 3 — придонного, 4 — преоб



с плавным рельефом дна при типичных ветровых ситуациях над его акваторией.
 ладающего, 5 — по направлению ветра, 6 — навстречу ветру, 7 — по вертикали.

акватории, а также в выборе методов расчета скоростей, приемлемых для каждой из рассматриваемых зон водоема при типичных ветровых ситуациях.

2.7. Макроциркуляция вод в заливе при ветровых течениях

В заливах и бухтах под действием ветра формируются самостоятельные макроциркуляции вод или макроциркуляции, взаимодействующие с течениями водоема. Преимущественно самостоятельные системы макроциркуляции вод формируются в крупных заливах, которые сообщаются с водоемом узкими проливами.

В узких заливах преобладают сейшевые и градиентные течения, которые возникают при наличии перепадов уровня между водоемом и заливом и действуют преимущественно вдоль продольной оси залива. Роль ветровых течений в таких условиях незначительна, особенно при наличии высоких берегов.

В широких открытых заливах, свободно сообщающихся с водоемом, процессы переноса водных масс обычно определяются ветровыми течениями. Под действием ветра, волн и ветровых течений водоема в таких заливах формируются весьма своеобразные системы макроциркуляции вод.

На основании анализа и обобщения материалов изучения ветровых течений в Витовском заливе Кременчугского водохранилища, в Казантипском и Арабатском заливах Азовского моря, в Свирском заливе Ладожского озера и некоторых данных лабораторных исследований в работе [144] выделены три характерные схемы макроциркуляции вод в широком открытом заливе (рис. 2.8):

схема I (рис. 2.8 а) — ветер действует примерно вдоль генерального направления линии берега водоема и по нормали к продольной оси залива. Залив мелководный с плавным рельефом дна. Ветровые волны, формирующиеся в открытом водоеме, дифрагируют у входа в залив и рефрагируют на его отмелях. Вдольбереговое течение проникает из водоема в залив, следует вдоль его подветренного берега, постепенно затухая по направлению к вершине залива и отклоняясь к наветренному берегу. Вдоль наветренного берега залива преобладающий перенос вод осуществляется в сторону водоема;

схема II (рис. 2.8 б) — ветер направлен с водоема примерно под углом 45° к продольной оси мелководного залива, имеющего плавный рельеф дна. Поверхностное течение, вторгающееся с водоема, следует преимущественно вдоль подветренного берега и достигает вершины залива. Придонное течение отклоняется от этого направления в сторону оси залива и тем больше, чем больше оно удаляется от подветренного берега. Между наветренным берегом и продольной осью залива придонные течения

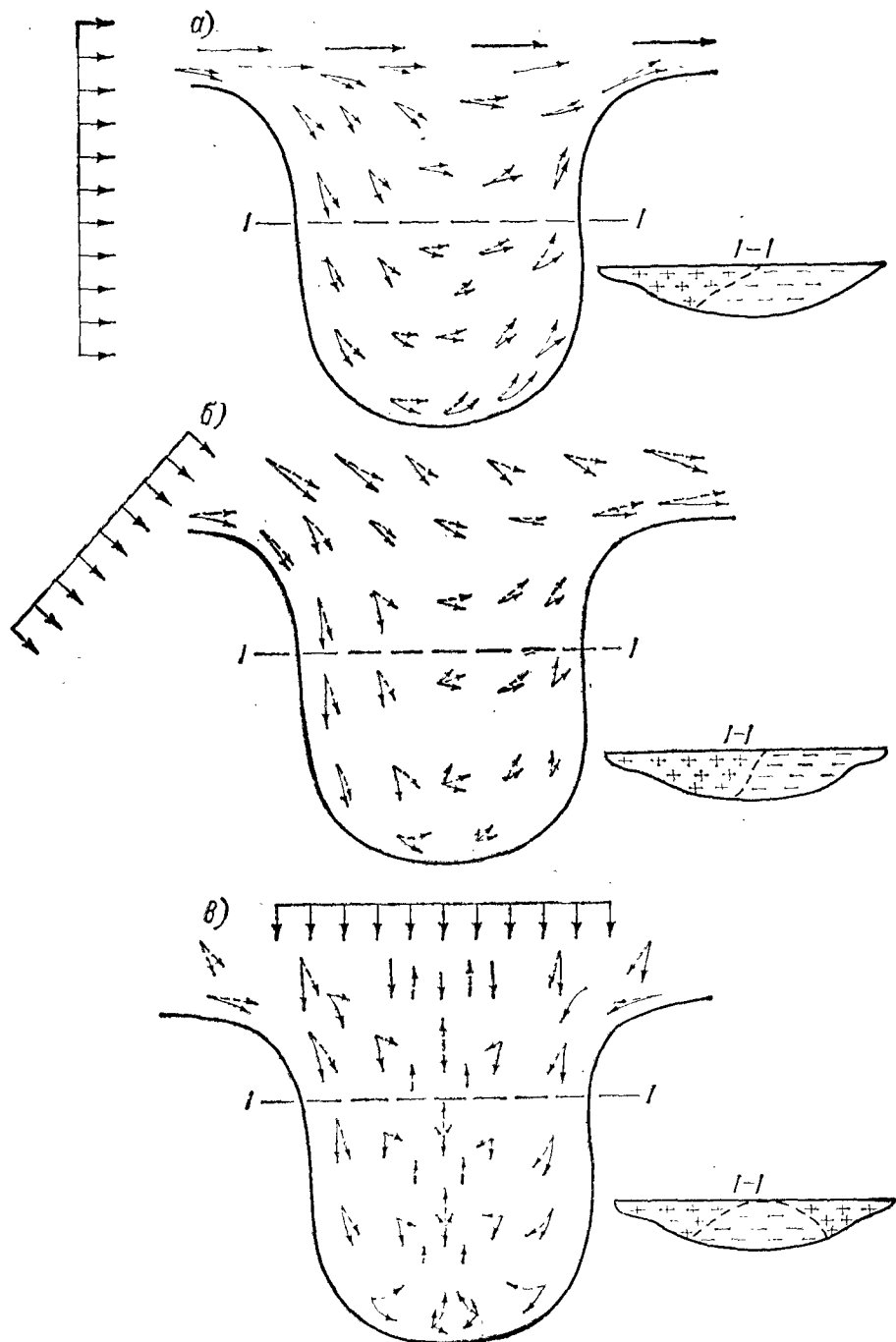


Рис. 2.8. Основные схемы макроциркуляции вод в заливе простых очертаний с плавным рельефом дна при типичных ветровых ситуациях над его акваторией.

Усл. обозн. см. на рис. 2.7.

следуют преимущественно в сторону выхода в водоем, а поверхностные течения имеют неустойчивое направление и следуют то к наветренному берегу, то в сторону водоема;

схема III (рис. 2.8 в) — устойчивый равномерный ветер действует со стороны водоема вдоль продольной оси мелководного залива, имеющего плавный рельеф дна. Ветровое течение в прибрежных зонах у обоих берегов залива следует по направлению ветра к вершине залива, а компенсационное течение встречного направления приурочено к осевой части залива.

2.8. Инерционные и синоптические вихри

Возможность существования периодических колебаний течений с инерционным периодом впервые была определена Экманом теоретическим методом в начале текущего столетия. По материалам натурных наблюдений такие движения были обнаружены вначале в Атлантическом океане, а позднее — во многих крупных озерах [67, 206]. К *инерционному колебанию* относят такое движение частично обособленного объема воды, которое осуществляется по инерции после прекращения действия возмущающей силы и стремится к сохранению заданного направления движения в пространстве. Вопрос о механизме возникновения инерционных колебаний течений до настоящего времени не получил надежного решения. Одни исследователи считают, что, например, в верхнем слое водоема инерционные колебания возбуждаются в результате изменений ветрового поля над водной поверхностью, а другие видят причину во взаимодействии между высокочастотными гравитационными волнами. Инерционные движения в верхнем однородном слое обычно имеют вертикальные масштабы порядка нескольких десятков метров, а горизонтальные порядка 1—3 км. Движение при этом осуществляется по спирали или кругу в направлении вращения часовой стрелки. Период полного оборота частиц по кругу или по спирали равен половине маятниковых суток и выражается зависимостью [202, 206]

$$\tau_{ин} = \pi/(\omega \sin \varphi) \approx 12/\sin \varphi, \quad (2.9)$$

где ω — угловая скорость вращения Земли, равная $7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$; φ — широта места; $\pi = 3,14$.

Из (2.9) следует, что период инерционных колебаний течений составляет 12 ч у полюсов и увеличивается во много раз с приближением к экватору.

Радиус круга инерции

$$R_{ин} = v/(2\omega \sin \varphi), \quad (2.10)$$

где v — скорость вращательного движения.

Инерционные движения вод отчетливо прослеживаются на прогрессивно-векторных диаграммах, построенных по данным длительной регистрации течений самописцами. Если через точку ре-

гистрации проходит два—три или пять—семь вихрей, то прогрессивно-векторная диаграмма приобретает вид цепочки циклоид [63, 98].

В процессе движения обычно наблюдается затухание интенсивности движения инерционных вихрей. Причиной затухания считают дивергенцию переносного течения, турбулентное трение, волновые движения и др. В реальных условиях очень часто наблюдается несоответствие измеренных и теоретических характеристик инерционных течений. Периоды реальных инерционных течений часто превышают теоретическое значение, вычисленное по зависимости (2.9), на 1—3 ч. Процесс затухания течений в вихре может сменяться процессом нарастания, а вращательное движение в Северном полушарии может быть направлено навстречу часовой стрелке. В связи с отмеченными обстоятельствами накопление сведений об инерционных течениях в водоемах различных типов представляет большой практический и научный интерес.

Синоптические вихри были открыты в океане и описаны советскими океанологами в начале 70-х годов [68].

К синоптическим вихрям относят такие пространственные образования, временные масштабы которых изменяются в океане от недель до месяцев, а горизонтальные масштабы — от десятков до первых сотен километров. Средний период синоптического вихря выражается зависимостью [68]

$$\tau_{\text{сн}} = 2(\beta R_{\text{сн}})^{-1}, \quad (2.11)$$

где β — производная по параметру Кориолиса, равная $2 \cdot 10^{-8} \text{ км}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$; $R_{\text{сн}}$ — радиус синоптического вихря.

Радиус синоптического вихря оценивают выражением

$$R_{\text{сн}} = (\bar{N}/\Omega) H, \quad (2.12)$$

где H — глубина; $\bar{N}$ — средняя по глубине частота Ваясыля—Брента, принимаемая равной 10^{-3} с^{-1} ; Ω — параметр Кориолиса, равный $2\omega \sin \varphi$.

Возможной причиной формирования синоптических вихрей исследователи считают взаимодействие волн Россби с крупномасштабной квазигеострофической турбулентностью [68].

Исследованиями установлено, что синоптические вихри в океане перемещаются со скоростью порядка нескольких километров в сутки. Скорость вращательных движений обычно превышает скорость переносного течения и нередко достигает в океане 0,5—0,6 м/с.

Сравнительно недавно в океане обнаружены вихри несколько меньших размеров, чем синоптические, и получившие название топографических. Причиной их формирования считается взаимодействие геострофического или квазигеострофического течения с одиночными подводными возвышенностями или подводными хребтами [67, 68]. К топографическим относят вихри Тейлора, двойные, сателлиты, инверсионные и др. В условиях меандриро-

вания таких крупных течений, как Гольфстрим и Куроисио, при спрямлении отдельных меандр возникают крупномасштабные вихри-ринги с направлением вращения, противоположным направлению основного потока. Эти вихри исследователи относят иногда к синоптическим, иногда — к топографическим [124].

В литературе появились первые указания о существовании синоптических вихрей во внутренних водоемах [202], но надежных сведений об этом явлении еще не получено.

2.9. Формирование циркуляций транзитным потоком и затухающей речной струей

Практически любое лабораторное исследование течений на модели проточного водоема, выполнявшееся разными авторами (Н. М. Бернадский, Б. В. Проскуряков, В. В. Кузнецов, И. М. Коновалов [11, 215] и многие другие), неизменно приводило

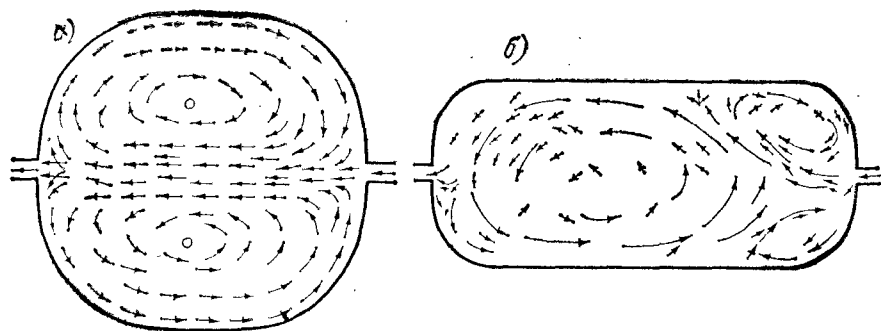


Рис. 2.9. Вторичные течения на схематизированных гидравлических моделях двух водоемов с транзитным потоком.

а — модель округлых очертаний, б — модель эллиптической формы [72].

к формированию циркуляций, охватывавших некоторую часть котловины. Хорошо известны результаты исследований названного явления, полученные А. В. Караушевым на двух схематизированных гидравлических моделях [72]. Рассмотрим их с учетом приемлемости для натурных условий.

На гидравлической модели округлых очертаний относительно мощный транзитный поток создает две огромные циркуляции, простирающиеся до внешних границ водоема. Эти циркуляции принято называть вторичными течениями [215]. Скорости течения по пути транзитного потока изменялись незначительно, а в циркуляционных зонах уменьшались по направлению от периферии к центру. Представленная на рис. 2.9 картина течений не испытывала в экспериментах заметных изменений ни во времени, ни по поверхности модели.

В экспериментах, проводившихся на модели водоема эллиптической формы, транзитная струя искривлялась в плане, периодически перемещалась в поперечном направлении и приводила к формированию трех отчетливо выраженных циркуляций, как показано на рис. 2.9 б. Если транзитную струю у входного отверстия искусственно отклоняли влево, как утверждает автор экспериментов, то направление вращения во всех трех циркуляциях менялось на противоположное.

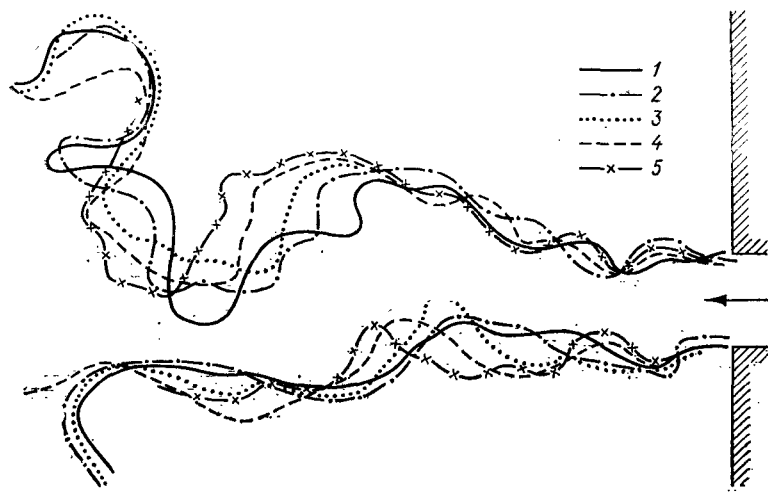


Рис. 2.10. Меандрирование затухающей речной струи на гидравлической модели водоема с пологим дном.

1 — начало эксперимента; время от начала эксперимента: 2 — 1,25 мин, 3 — 2,50 мин, 4 — 3,75 мин, 5 — 5,00 мин.

Представленные характеристики циркуляций относятся к водоемам, обладающим очень высоким коэффициентом внешнего водообмена, называемым иногда коэффициентом емкости водохранилища и равным отношению объема его чаши к объему притока (или стока) воды за рассматриваемый интервал времени. В крупных водоемах, имеющих размеры в плане до нескольких десятков или нескольких сотен километров, транзитный поток обычно формирует циркуляции только в устьевой зоне или в непосредственной близости от истока реки. Материалы лабораторных экспериментов и натурных наблюдений подтверждают это обстоятельство.

В крупных водоемах затухающую транзитную струю обнаруживают на расстоянии 1—3 км, реже 4—5 км от входного створа [3, 144, 148].

В условиях совершенно свободного распространения турбулентной струи и при ограниченном расстоянии ее от берега она испытывает волновые колебательные движения и искривляется

в плане, нередко приобретая черты меандрирующего и постепенно расширяющегося по пути потока (рис. 2.10).

В зоне ослабления транзитного потока происходит увеличение шага меандр и даже отчленение некоторых из них. Из отчленившихся от транзитной струи меандр формируются циркуляции, вращающиеся навстречу струе. Такие циркуляции, имеющие поперечные размеры в несколько десятков километров, названы в океанологической литературе, как было отмечено выше, рингами.

2.10. Структура сейшевых течений

Сейшевым течениям свойственны, как отмечено в гл. 1, возвратно-колебательные перемещения воды вдоль оси колебания уровня и синусоидальное изменение скорости во времени в любой точке водоема, а также по направлению от узлового створа до створа пучности. Поля сейшевых течений в водоемах простых очертаний в плане характеризуются, в силу перечисленных черт, преимущественно прямолинейными траекториями движения, ориентированными параллельно оси колебания уровня и плавно уменьшающимися от узловых створов к створам пучностей (рис. 2.11 а). В водоемах со сложной формой котловины плавность изменения траекторий движения вод нарушается под действием течений других видов, а также бокового и донного трения.

Важной особенностью действия сейшевых течений, как показали исследования на гидравлических моделях нескольких водоемов, является то, что они приводят к формированию крупномасштабных циркуляций, которые для краткости условно можно назвать сейшевыми циркуляциями. Каждая циркуляция располагается в определенном месте водоема и существует как структурное образование, слабо взаимодействующее с соседними циркуляциями. Несколько крупномасштабных циркуляций, располагающихся в определенной части водоема, обычно образуют систему циркуляций. Горизонтальные размеры наибольших циркуляций могут приближаться к поперечным размерам водоема. Наименьшие из отчетливо выделяющихся циркуляций составляют примерно 8—10 % размеров наиболее крупных циркуляций. Циркуляционным движением вод, как и сейшевыми течениями, обычно охватывается вся толща воды в водоеме, причем не только на стадии формирования, но и на стадии затухания сейш.

Циркуляции обычно мало заметны в периоды, когда скорости возвратно-колебательных сейшевых движений значительны, но весьма отчетливо проявляются в условиях почти полного затухания сейшевых течений.

Сейшевые циркуляции в одних случаях подвергаются постепенному затуханию, а в других случаях — раскачке [118, 169]. Затухание циркуляций происходит под действием донного, бокового и внутреннего трения. Интенсивность затухания циркуляций обычно близка или примерно равна интенсивности затухания сей-

шевых колебаний уровня в рассматриваемом водоеме и может определяться с помощью известного выражения коэффициента (декримента) затухания [8, 133].

Наиболее вероятными причинами раскачки сейшевых циркуляций может быть совпадение частот колебаний скорости возвратно-поступательных сейшевых течений с частотами колебаний скоро-

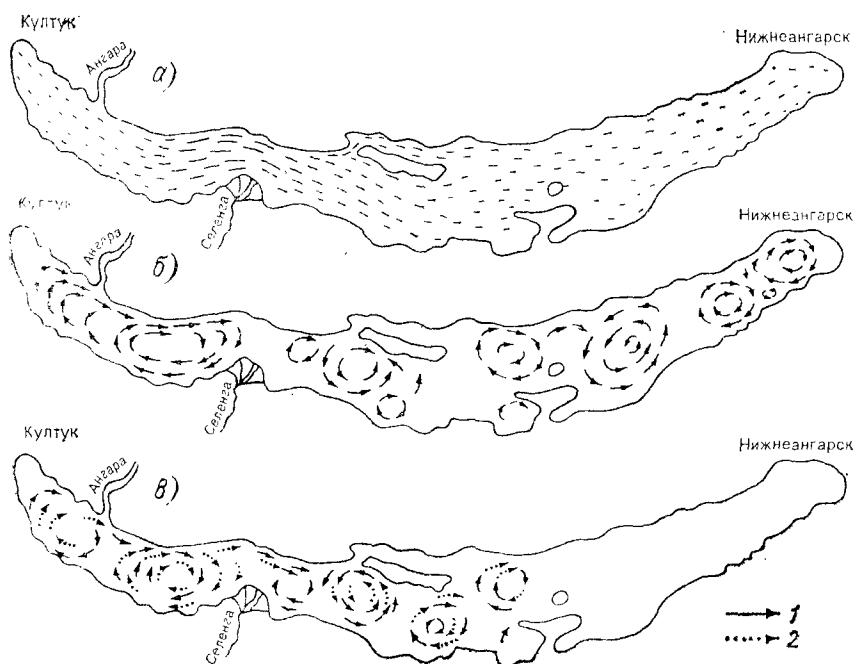


Рис. 2.11. Распределение возвратно-поступательных движений вод по акватории оз. Байкал при действии одноузловой сейши (а) и схемы дискретных крупномасштабных вихрей при однородной плотности воды (б) и наличии стратификации плотности по глубине (в).

1 — движение у поверхности, 2 — движение в глубинных слоях.

сти вращательных движений отдельных дискретных вихрей, а также наличие заметного различия скорости прямого и обратного сейшевого течения, что наиболее отчетливо выражается в мелководных водоемах со сложной морфологией котловины.

Явление раскачки крупномасштабных вихрей пока подтверждено только материалами лабораторных исследований на пространственных гидравлических моделях водных объектов.

В натуральных условиях до сего времени не удалось провести целенаправленных исследований по выявлению циркуляций или вихрей, обусловленных сейшами. О наличии таких явлений пока приходится судить на основании материалов авиасъемок течений по отдельным створам, по записям одиночных самописцев течений или по косвенным признакам.

Рассмотрим основные характеристики сейшевых циркуляционных движений, полученные по материалам исследований на пространственных гидравлических моделях.

Исследования сейшевых явлений оз. Байкал проводились на гидравлической модели, выполненной в масштабах: горизонтальный 1 : 100 000, вертикальный 1 : 5 000 [171].

Сейши в оз. Байкал действуют в безледоставный период примерно 90 % времени [160, 161]. Одноузловые сейши имеют период около 5 ч, а наибольшую высоту колебания уровня около 0,2 м. Наибольшие из средних скоростей сейшевых течений в узловых створах составляют 2—4 см/с, а максимальные достигают 7—10 см/с [171]. Поля поверхностных сейшевых течений обычно характеризуются прямолинейными траекториями, ориентированными вдоль продольной оси озера (рис. 2.11а). В отдельных местах акватории озера, приуроченных к выступам и резким изгибам линии берега, отмечаются искривления движения потока, которые иногда приводят к формированию крупномасштабных циклональных или антициклональных вихрей. В отдельных частях озера группы таких вихрей объединяются в системы. При свободном затухании мощных сейш вихревым движением охватывается большая часть акватории южной части озера, как показано, например, на рис. 2.11б для условий однородной плотности воды по вертикали.

Системы крупномасштабных вихрей в условиях однородной плотности жидкости возникают также в центральной и северной частях озера. Поперечные размеры этих крупномасштабных вихрей достигают 30—50 км, а периоды вращения изменяются преимущественно от 1,5 до 10 сут. Наиболее мощные вихревые образования располагаются в центральной части озера. Орбитальные скорости в вихрях, возникающих в этой части озера, могут достигать 5—20 см/с, а общая продолжительность их существования в условиях свободного затухания может составлять 20—30 сут и даже более.

При наличии стратификации плотности по вертикали, что достигалось в экспериментах путем заполнения большей части гидравлической модели подсолненной водой с добавлением красящего вещества, а верхнего слоя — чистой пресной водой, отмечалось заметное изменение формы и размеров крупномасштабных вихрей, но без заметных изменений их периодов, орбитальной скорости и продолжительности существования. Многие крупные вихри приобретали вид цилиндрообразных тел вращения со скоростью, значительно изменяющейся по глубине (рис. 2.11в).

Таким образом, крупномасштабные вихри в оз. Байкал весьма заметно отличались от рассмотренных выше инерционных, синоптических, топографических и других вихрей как по условиям формирования, так и по количественным характеристикам. Обнаружено некоторое сходство экспериментальной структуры сейшевых вихрей с циркуляциями геострофических течений, полученных В. А. Кротовой [99] динамическим методом, и схемой циркуляций,

полученной В. И. Верболовым [23, 24] на основании обобщения многолетних записей течений в различных пунктах озера.

Исследования сейшевых течений оз. Балхаш и систем крупномасштабных вихрей проводились на пространственной гидравлической модели, выполненной в масштабах: горизонтальный 1 : 50 000, вертикальный 1 : 100. Исследованы двух- и трехузловые сейши в условиях однородной плотности воды по вертикали [189].

Крупномасштабные циркуляции наиболее отчетливо проявлялись на гидравлической модели оз. Балхаш, как и на модели оз. Байкал, практически при полном затухании возвратно-колебательных движений. Вихри наибольших размеров в плане, достигавшие в пересчете на натуру 40 км, формировались в Западном Балхаше. В Восточном Балхаше формировались вихри с наибольшими размерами в плане около 20 км. Наименьшие из отчетливо выделявшихся вихрей в озере и прол. Узунарал (ширина около 4,0 км, средняя глубина при отметке 341 м около 4,0 м), в частности, имели в плане размеры порядка 3—4 км. Системы вихрей, сформированные двух- и трехузловыми сейшами, различались очень мало (рис. 2.12 б).

Орбитальные скорости в вихрях редко достигали 5—6 см/с, а чаще при сейшах с высотой колебания уровня около 0,2—0,3 м не превышали 1—3 см/с.

В оз. Балхаш действие крупномасштабных циркуляций довольно отчетливо проявлялось на прогрессивно-векторных диаграммах, построенных по записям самописцев БПВ и частично на схемах авиасъемок течений [181].

Исследования сейшевых явлений Каховского водохранилища выполнялись на гидравлической модели, имевшей масштабы — горизонтальный 1 : 25 000, вертикальный 1 : 100 (рис. 2.13). На этом водохранилище наиболее часто наблюдается двух-, трех- и четырехузловые сейши, суммарная повторяемость которых в летне-осенние месяцы составляет 30—45 % [184]. При затухании двухузловых сейш практически на всей акватории озеровидной части водохранилища формируются частично взаимодействующие между собой системы крупномасштабных вихрей (рис. 2.14). Некоторые из них совпадают по месту формирования и направлению вращения с циркуляциями, формируемыми установившимся стоковым течением [188], но большинство других вихрей имеют некоторые специфические черты. В частности, наибольшая орбитальная скорость вихря была примерно на порядок меньше скорости сейшевых течений в узловых створах и составляла 5—7 см/с, в редких случаях достигала 10—12 см/с. Вихри средних размеров имели периоды около 10—20 ч, а периоды наиболее крупных вихрей составляли 30—50 ч. Продолжительность существования крупномасштабных вихрей обычно не превышала нескольких первых десятков часов, а иногда составляла всего лишь несколько часов.

Действие вихрей в натуральных условиях подтверждается материалами регистрации течений, полученными с помощью приборов

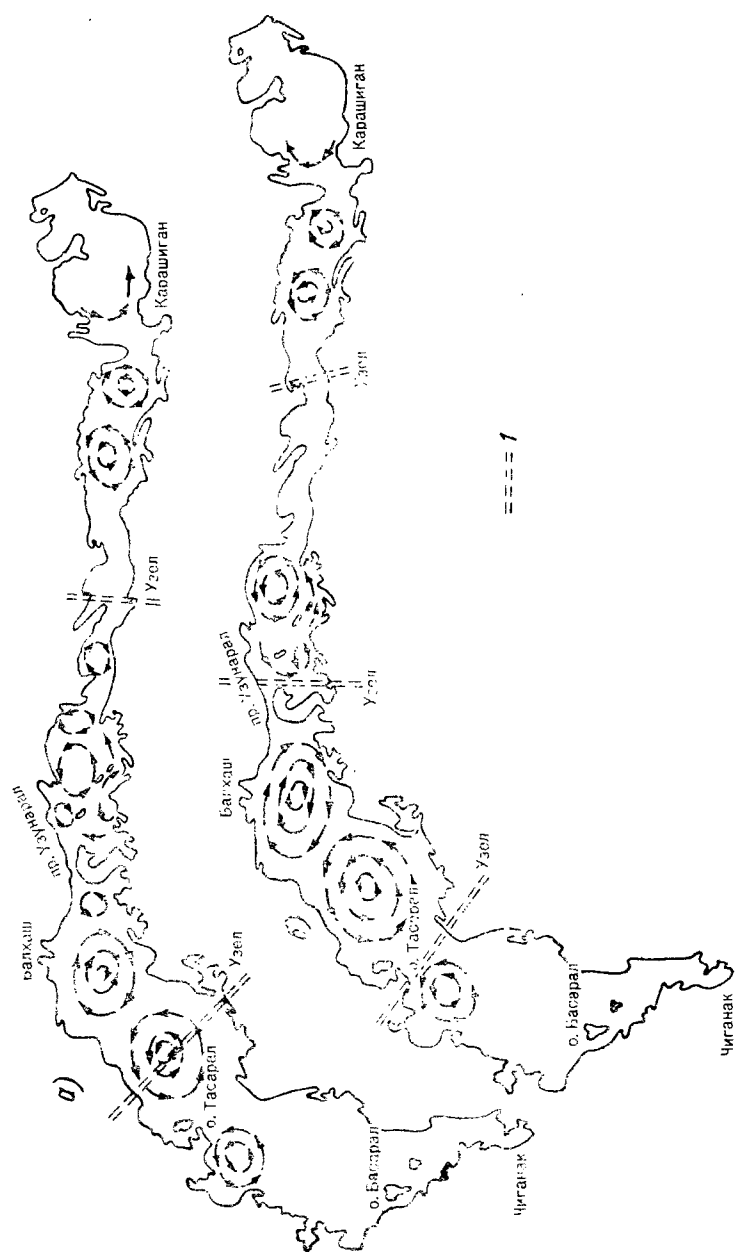


Рис. 2.12. Схемы дискретных крупномасштабных вихрей в оз. Балхаш, сформированные двухузловой (а) и трехузловой (б) сейсами при однородной плотности воды.

l — узловые створы сейш.

БПВ-2 у границы между центральным и восточным плесами водохранилища, а также авиасъемками течений по отдельным створам [181].

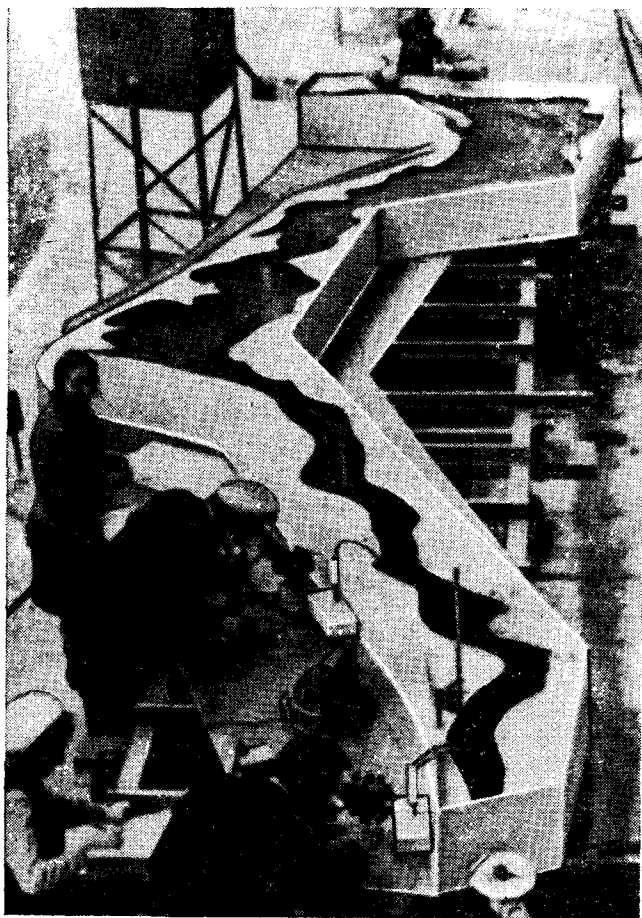


Рис. 2.13. Общий вид пространственной гидравлической модели Каховского водохранилища, размещенной на специальной подвижной ферме.

На отдельных авиасъемочных створах довольно отчетливо видна согласованность направлений векторов суммарных течений с векторами на вихрях, сформированных затухающими сейшами на гидравлической модели (рис. 2.14).

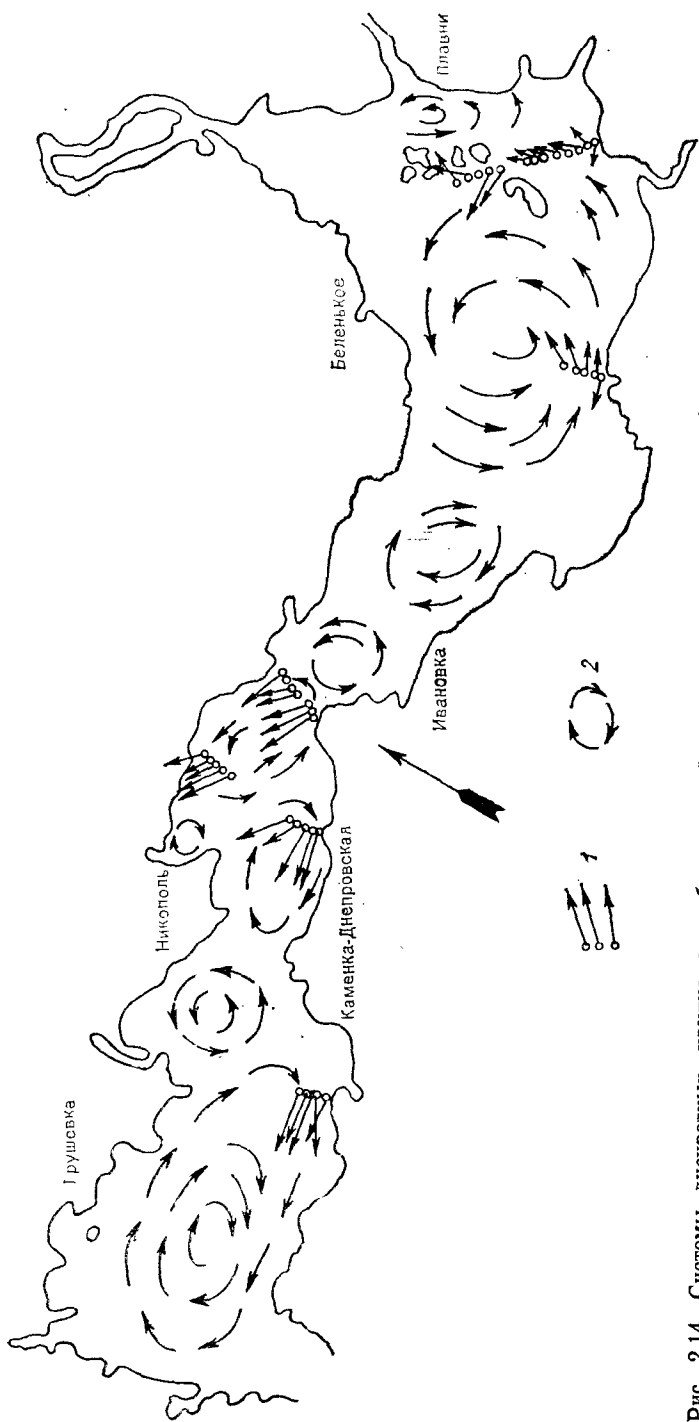


Рис. 2.14. Системы дискретных крупномасштабных вихрей, полученные на гидравлической модели Каховского водохранилища и векторы поверхностных течений на авиасъемочных створах.
 1 — векторы по авиасъемке, 2 — траектории движения моделирования сейц.

КИНЕМАТИКА ВЕТРОВЫХ И СУММАРНЫХ ТЕЧЕНИЙ

3.1. Совершенствование представлений о кинематике течений

Всего несколько десятилетий назад данные даже единичных измерений течений, выполненных, например, прибором ВММ [63] с борта судна, рассматривались как достоверные характеристики переноса вод в водоеме. Нередко данные одиночных измерений использовались для составления схем течений водоема или его участка. Такие схемы течений считались вполне надежными и приемлемыми как для решений практических задач, так и для апробации методов расчета течений. Новые данные наблюдений, особенно те, которые получены с помощью самописцев течений длительного действия и авиасъемок огромных акваторий, показали, что перенос вод во внутренних водоемах, как и в морях, осуществляется путем взаимодействия сложной совокупности различных по пространственным масштабам, интенсивности действия и периодам вихреобразных и волнообразных формирований, накладывающихся на относительно плавные перемещения вод, обусловленные синоптическими явлениями, изменениями режима притока стока и другими плавно изменяющимися во времени и пространстве факторами. Разномасштабность течений, их большая изменчивость во времени и пространстве являются одними из главных причин, затрудняющих изучение природных процессов и препятствующих установлению функциональных причинно-следственных связей между характеристиками течений и определяющими их факторами.

Для устранения этих затруднений потребовалось длительное совершенствование методики измерений и измерительных устройств, методики обработки и обобщения материалов, выполнение целенаправленных лабораторных исследований и разработка теоретических моделей явления. В решениях проблемы изучения динамических явлений во внутренних водоемах, как и в морях, важное место занимало выяснение механизма переноса и перемешивания вод, установление кинематических характеристик течения разных видов, причем как на стадии их развития, так и в квазиустановившемся состоянии.

Первые исследования кинематики ветровых течений Каспийского моря с использованием морских вертушек была выполнены В. Б. Штокманом в 1935—1936 гг. [223, 225], а первые исследования течений с использованием электронной аппаратуры —

А. Г. Колесниковым, Н. А. Пантелеевым и другими в 1957 г. [87].

Одновременно с исследованиями течения в натурных условиях начали проводиться лабораторные исследования течений [37, 55, 132]. При исследованиях внутренних водоемов много внимания уделялось изучению изменений вязкости жидкости в горизонтальной плоскости (горизонтальная вязкость) [5, 63, 135]. В последние десятилетия диапазон исследований течений существенно расширился и охватил все важнейшие стороны этого явления.

К настоящему времени удалось существенно расширить представления о физической сущности и механизме переноса вод, получить важные количественные и режимные характеристики течений. Наряду с этим, обнаружены такие процессы, которые должны быть исследованы и обязательно учитываться как при хозяйственном использовании водоемов, так и при научных разработках новых математических моделей динамических явлений. К числу таких процессов по-прежнему относится изменчивость скоростей и направлений течений во времени и по акватории водоема.

Большинство исследователей в настоящее время считают, что турбулентное движение поддерживается средним потоком и изменяется вместе с ним и что пульсации скорости примерно на порядок меньше осредненной скорости потока [130, 210]. Другая группа исследователей допускает, например, возможность переноса энергии от вихрей к среднему потоку [124, 147] и возможность появления в потоке пульсаций скорости, близких к осредненной скорости [10, 205]. Турбулентная вязкость считается зависящей от размеров и интенсивности движений в потоке пространственных структурных образований, в связи с чем различают вертикальную и горизонтальную вязкость.

Вертикальная турбулентная вязкость, которая характеризует пульсационный перенос масс жидкости вихрями в вертикальном направлении, порождается, по мнению исследователей [67, 78], в основном ветровыми волнами и ветровыми течениями, зависящими в свою очередь от скорости ветра и глубины, а в условиях глубоководных водоемов также и от степени стратификации вод.

Горизонтальная турбулентная вязкость, характеризующая пульсационный перенос жидкости вихрями в горизонтальном направлении, зависит от макро- и мезомасштабных структурных образований, а иногда определяется циркуляциями, охватывающими весь водоем или его отдельные части [127, 135].

Идея практического использования сведений о турбулентной вязкости была высказана Экманом еще в 1905 г. [10]. В настоящее время сведения о кинематике и турбулентной вязкости течений широко используют при решении таких инженерных задач, как разбавление загрязняющих водоемы веществ, взмучивание и перенос взвешенных наносов, распределение температуры и плотности воды.

Для обеспечения возможности быстрее получения новых сведений о кинематике течений в водоемах необходимо достиже-

ние единства методики измерений течений и единства способов обработки материалов измерений. Первый из этих вопросов решается путем внедрения в практику единой системы метрологического обеспечения измерительных средств [230], а второй — путем применения при обработке материалов методов теории вероятности и математической статистики [13, 63]. В настоящей главе упомянутые вопросы детально не рассматриваются, дается лишь краткое описание методической части экспериментальных исследований, а основное внимание сосредоточено на полученных результатах. Подробно ознакомиться с методикой исследований течений можно по литературным источникам специального назначения [13, 230].

3.2. Методы исследований кинематики течений

Непременным требованием при организации и постановке исследований течений в водоеме, на гидравлической модели водоема и на лабораторной установке любого типа является учет возможного диапазона пространственных и временных масштабов явлений, выбор наиболее подходящих измерительных средств и способов их установки на вертикали или в точке, оценка продолжительности и дискретности регистрации изучаемых характеристик, выбор наиболее эффективной методики обработки данных экспериментов и решение других сопутствующих вопросов. В натурных условиях, например, изменчивость течений может обуславливаться, с одной стороны, мелкомасштабными вихрями с поперечными размерами порядка нескольких сантиметров и периодами порядка долей секунды, а с другой стороны, циркуляциями, охватывающими весь водоем или его отдельные участки и имеющими поперечные размеры до нескольких десятков километров, а периоды — до нескольких суток.

Общая продолжительность регистрации течения, по существующим представлениям [13, 24], должна в несколько (7—10) раз превосходить период колебаний явления, изучаемого с целью определения статистических и спектральных характеристик при избранных условиях действия системы переноса вод. Для получения надежных режимных характеристик ряд измерений должен удовлетворять следующим требованиям: а) общее число членов ряда должно быть достаточным для вычисления таких статистических параметров, как коэффициенты асимметрии и вариации; б) измерения должны охватываться все фазы гидрологического режима водоема, например фазы подъема, спада и стабилизации уровня; в) ряды должны быть репрезентативными и однородными в статистическом отношении.

Опыт исследования течений показывает, что наиболее эффективным способом организации наблюдений во внутренних водоемах является сочетание длительной непрерывной регистрации

с регулярными и эпизодическими наблюдениями на отдельных вертикалях или съёмками по створам. Вертикали для осуществления регистрации и наблюдений при этом должны располагаться в характерных местах водоема. При изучении, например, сейшевых течений вертикали целесообразно располагать в узловых створах и в местах сужения водоема, а при изучении ветровых течений — на прямолинейных участках наветренных берегов, причем как в зонах обширных расширений водоема, так и в сужениях.

Длительную непрерывную регистрацию течений в водоеме можно осуществлять такими приборами, как БПВ-2, ЭСТ, АЦИТТ [63, 164]. Эти приборы должны закрепляться на относительно неподвижном основании: на установленной на дне треноге или пирамиде, подтопленном буге, забитой в дно свае и т. п. [63, 144].

С целью установления связей между течениями в соседних точках самописцы течений располагают группами, например в вершинах треугольника или многоугольника с заданными размерами сторон. Такой способ размещения приборов называют измерительным полигоном.

Регулярные и эпизодические измерения течений на отдельных вертикалях можно осуществлять такими приборами, как ВММ [63, 164], ГР-42 [63], глубинные поплавки [144]. ВММ и ГР-42 могут обеспечить получение надежных сведений только в случае отсутствия колебаний и рысканий судна, с которого осуществляют измерения, и при измерениях на горизонтах, не охваченных волновыми колебательными движениями.

В практике морских исследований используют поплавки нейтральной плавучести, вводимые в поток радиоактивные вещества, микровертушки, термоанемометры и измерительные преобразователи, регистрирующие колебания давления в потоке, электрической или магнитной проводимости [230].

Приемлемые разовые измерения течений могут быть выполнены глубинными и поверхностными поплавками различной конструкции. Предпочтение отдается тем из свободноплавающих или привязных поплавков, которые меньше, чем другие, подвержены влиянию ветра и других искажающих факторов [144].

В лабораторных условиях течения разных видов можно изучать на пространственных гидравлических моделях конкретных водных объектов, на схематизированных гидравлических моделях и аэрогидравлических установках разных типов (рис. 3.1).

На пространственных гидравлических моделях скорости воспроизводимых ветровых и сейшевых течений обычно составляют доли сантиметра в 1 с. Такие течения удается измерить поплавками разной конструкции, термоанемометрами [34, 87] или по движению подкрашенной жидкости [185].

В практике лабораторных исследований различных динамических явлений, особенно таких, как ветровое волнение и ветровые течения, сейши, стоны-нагоны уровня, широко используют аэрогидравлические установки, подобные изображенной на рис. 3.1. Главной конструктивной чертой такой установки является возможность

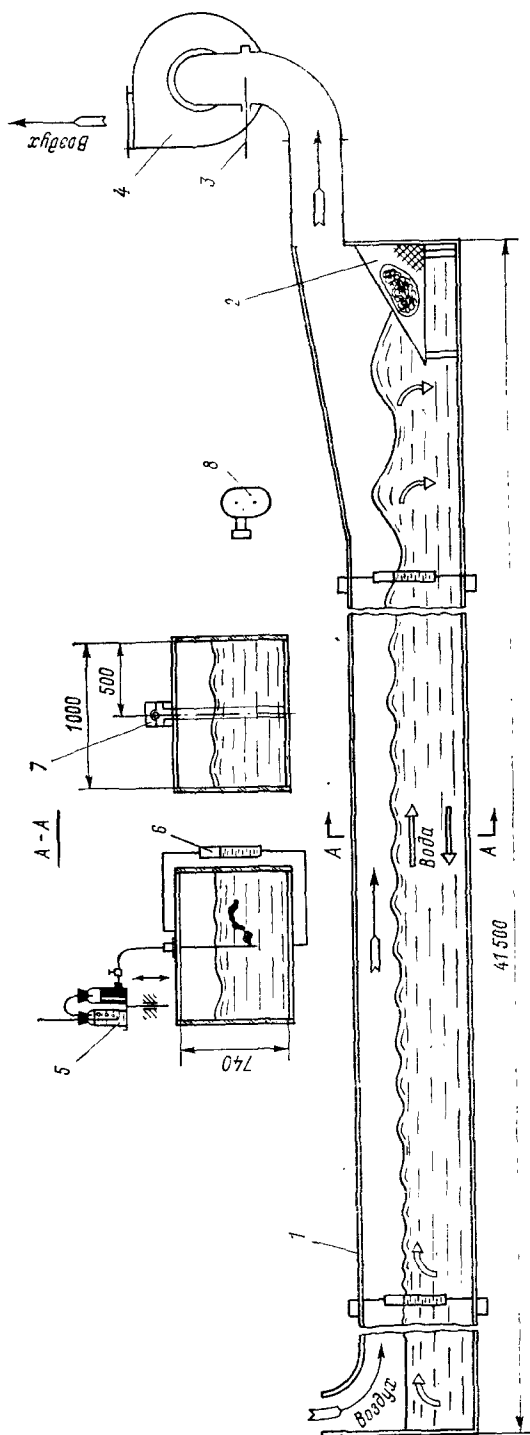


Рис. 3.1. Аэрогидравлический лоток для исследований динамических явлений.

1 — кровля, 2 — волногаситель, 3 — заслонка-регулятор, 4 — вентилятор, 5 — сосуд Мариотта, 6 — успокоитель уровня, 7 — фонарь щелевого света, 8 — съемочная камера.

воспроизведения динамических явлений, происходящих в водоемах, возможность визуальных наблюдений за происходящими процессами (через остекленные боковые стенки) и фиксации этих процессов методами фото- и киносъемки вводимых в поток частиц нейтральной плавучести [81, 174] или другими измерительными средствами. На установках рассматриваемого типа были получены приведенные выше сведения по вертикальной вихревой структуре течений и траекториям волновых движений частиц, а также приводимые ниже сведения по кинематике и турбулентности течений.

В качестве частиц нейтральной плавучести в экспериментах ГГИ использовались предварительно откалиброванные частицы сополимера. Частицами «насыщался» весь циркулировавший внутри лотка поток.

Киносъемка частиц осуществлялась обычно киноаппаратом КСР-1М «Конвас». Для получения полей скорости вертикальная осевая плоскость аэрогидравлического лотка освещалась фонарем щелевого света. Съемкой охватывалась вся толща потока на протяжении 2—10 глубин (вдоль продольной оси лотка) или какой-либо из выбранных слоев потока (придонный, поверхностный или центральный).

3.3. Методика обработки записей течений

По материалам регистрации течений самописцами типа БПВ-2 и ЭСТ обычно получают хронограммы скорости и направления течения, которые можно подвергнуть обработке с целью получения требуемых количественных характеристик [13, 63].

Построение хронограмм оказывается весьма полезным для установления характерных черт и особенностей течения, для выяснения его происхождения, стадии развития и других качественных признаков.

В справедливости такого мнения можно убедиться при рассмотрении хронограмм (рис. 3.2) для трех разных озер: Ладожского, Белого и Балхаш. На двух первых озерах в период регистрации преобладали ветровые течения относительно устойчивых направлений (рис. 3.2 *а, б*), а на третьем озере — сейшевые течения с периодом, изменявшимся от 3 до 12 ч (рис. 3.2). На всех хронограммах отчетливо выражены колебания скорости и направления течения, несмотря на то что первая из этих характеристик осреднялась за 176 с. Представленные хронограммы позволяют заключить, что мгновенные скорости в натуральных условиях изменяются еще в более широких пределах, чем показано на рис. 3.2. Однако получение мгновенных значений скорости и направления течения в натуральных условиях, особенно в зоне волновых колебательных движений, весьма затруднено.

Такие характеристики сравнительно легко можно получить на экспериментальной установке такого типа, как показано на рис. 3.1, путем использования метода киносъемки (с обтюратором)

частиц нейтральной плавучести. Наименьшее время экспозиции при этом может быть доведено до 0,01—0,005 с. Однако при небольшой скорости течений съемка со столь малой экспозицией оказывается нерациональной. Нерационально использование кино-

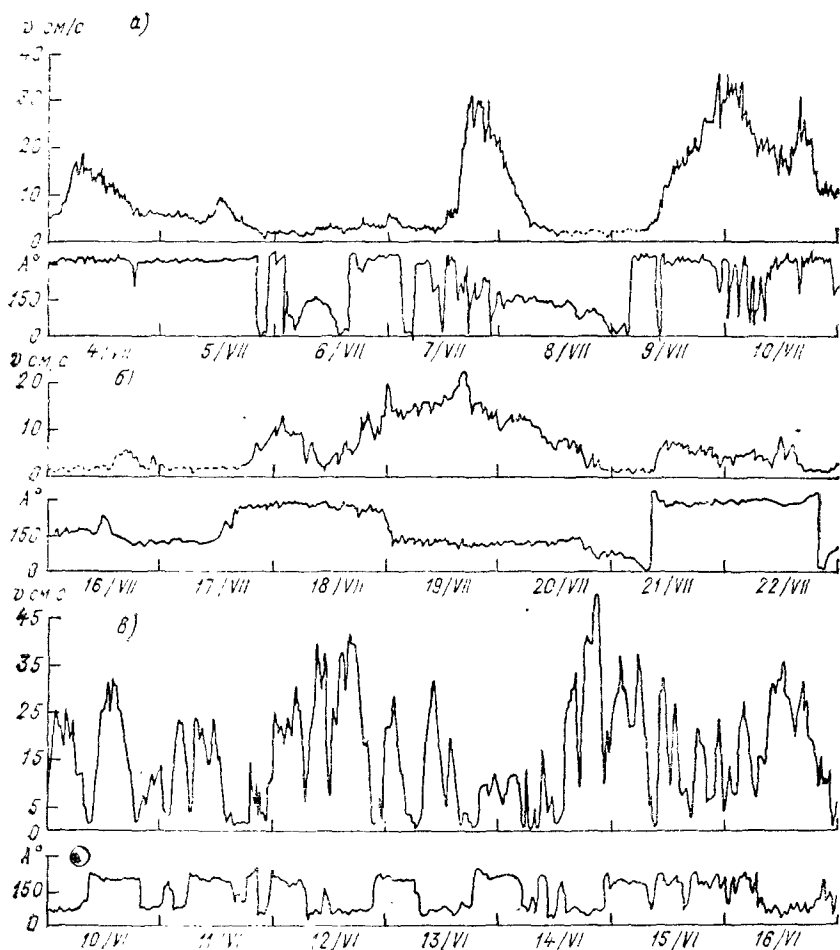


Рис. 3.2. Изменчивость во времени скорости (v) и направления (A) течений (регистрация приборами БПВ-2 на ограниченной глубине).

Озера: а — Ладожское, б — Белое, в — Балхаш.

съемки с малой экспозицией и в слое волновых колебательных движений в случаях, если при обработке материалов съемки необходимо исключать скорости волновых орбитальных движений, но надо учитывать скорости переносного течения. Минимальный промежуток времени общей экспозиции каждого кадра в названном случае должен быть не менее половины периода волны, а лучше —

равным периоду волны. Траектории за период волны могут быть разделены дополнительно на несколько частей (5—10), например путем использования обтюратора, вращающегося с заданной скоростью перед объективом кинокамеры. Составляющую перенос-

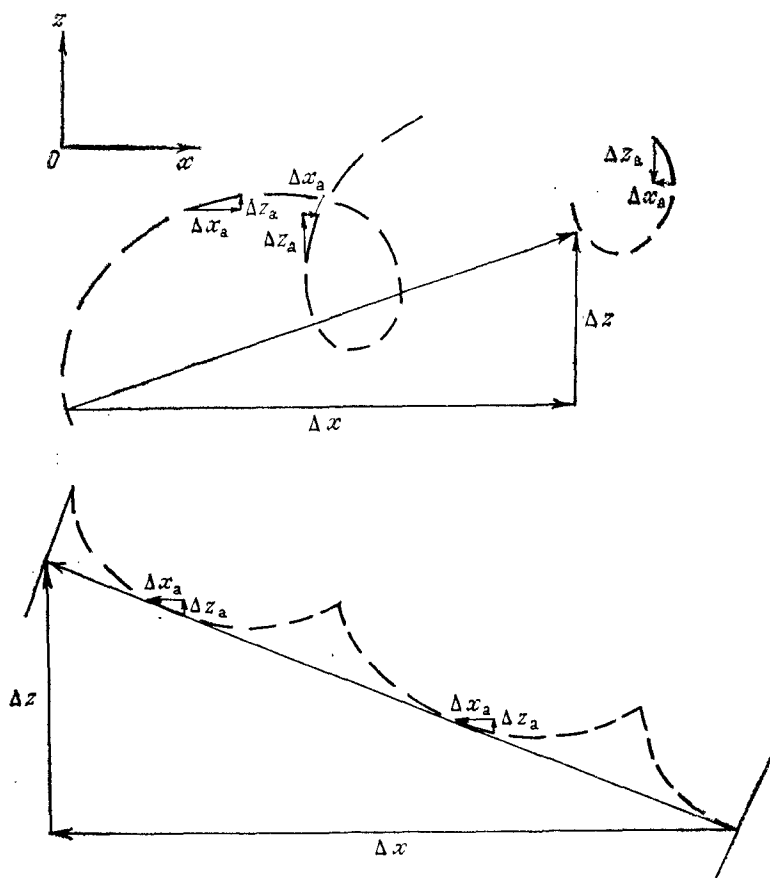


Рис. 3.3. Траектории волнового движения частиц и выделение на них составляющих актуальной скорости и скорости переносного течения за время экспозиции кадра.

Штриховой линией показана разбивка траектории на отрезки с помощью обтюратора.

ного течения (продольную v_i и вертикальную u') за время Δt можно определить так, как показано на рис. 3.3, т. е.

$$v_i = \Delta x / \Delta t; \quad (3.1)$$

$$u_i = \Delta z / \Delta t.$$

Аналогичным путем, но за существенно меньшие промежутки времени можно определить и мгновенные значения суммарных актуальных скоростей течения, включающих скорость волнового стока переноса $v_{ст}$, скорость орбитального волнового движения $v_{ор}$, скорость дрейфового течения $v_{др}$ и скорость пульсационного движения v' , обусловленную действием вихревых образований и случайных возмущений, т. е.

$$v_a = \Delta x_a / \Delta t = v_{ст} + v_{ор} + v_{др} + v';$$

$$u_a = \Delta z / \Delta t = u_{ст} + u_{ор} + u_{др} + u'. \quad (3.2)$$

Выполнив обработку траекторий частиц на последовательных кадрах киносъемки, можно составить хронологические ряды течений составляющих скоростей переносного течения или составляющих актуальных скоростей. Такие ряды, как и ряды, полученные с помощью самописцев течения, могут быть представлены в виде хронограмм скорости (или ее составляющих, как показано на рис. 3.4) и подвергнуты обработке статистическими и спектральными методами. Для возможности использования этого аппарата обработки ряды записей течений должны удовлетворять свойствам стационарности и эргодичности.

Ряд наблюдений считается отвечающим свойствам стационарности в случаях, если для любых его участков выполняются следующие требования: а) обеспечено равенство осредненных значений скорости и средних квадратических отклонений пульсационных значений скорости; б) сохраняется идентичность автокорреляционных функций.

Ряд считается удовлетворяющим свойствам эргодичности, если для любых его участков обеспечивается стремление автокорреляционных функций к нулю в условиях увеличения сдвига ряда во времени [13, 125].

К рядам данных измерений течений на экспериментальных установках предъявляют меньше требований, чем к рядам натуральных данных. Лабораторные данные, полученные надежным способом, обычно не нуждаются в фильтрации для исключения высокочастотных случайных выбросов и низкочастотных трендов. Обычно не требуется предварительная проверка таких рядов на стационарность процесса. По рядам экспериментальных данных на этапе их предварительной подготовки целесообразно строить, как и по натурным данным, хронограммы скорости, осуществлять визуальный контроль, исправлять или исключать отдельные ошибочные измерения и выполнять другие операции, рекомендуемые, например, в работах [13, 24] применительно к натурным данным.

Практически любой ряд измеренных значений скоростей и направлений течения представляет собой реализацию ограниченной продолжительности во времени и включает присущие измерительному средству погрешности. В связи с этим по таким рядам измерений вместо истинных вероятностных характеристик явления

получают их статистические оценки, обозначаемые знаком *. В качестве основных вероятностных характеристик векторных процес-

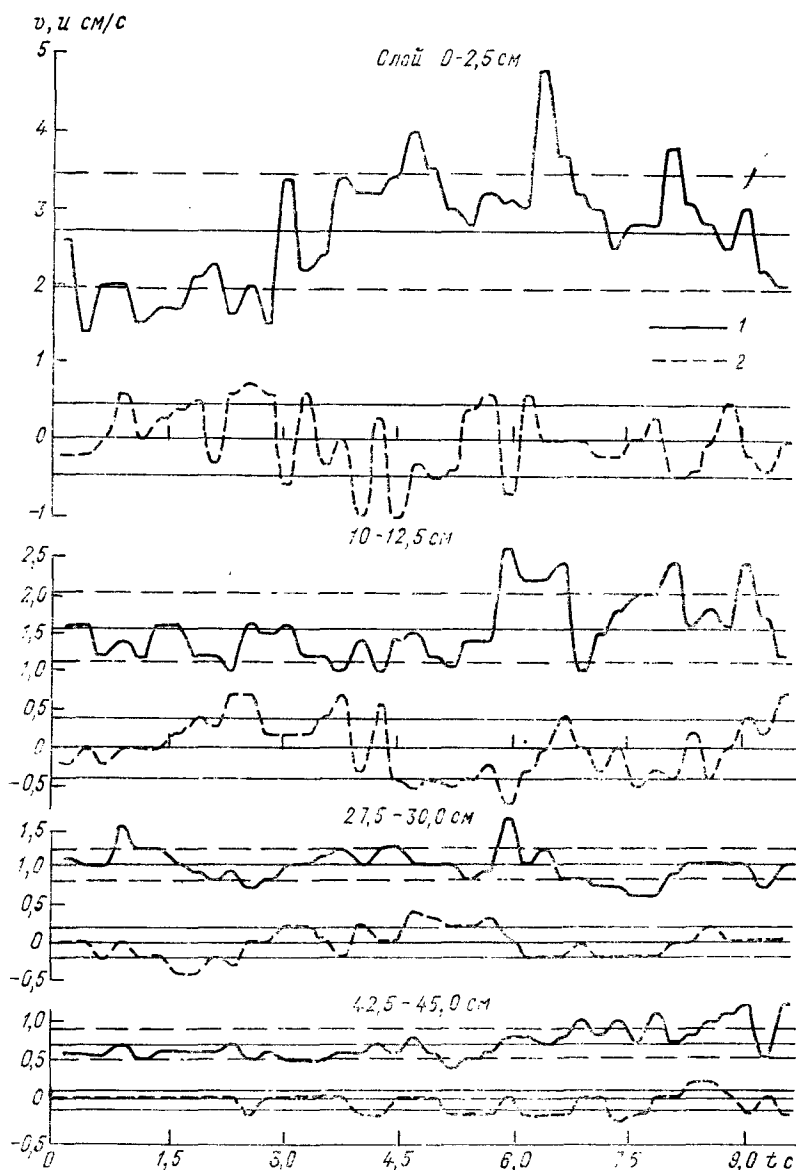


Рис. 3.4. Изменчивость во времени продольных (1) и вертикальных (2) составляющих скорости квазиустановившегося ветрового течения на различных горизонтах.

сов, используемых при обработке измерений течений, в специальной литературе [13, 125] рекомендуется определять в первую оче-

редь: вектор математического ожидания $\mathbf{m}_v$, корреляционный тензор k_v , тензор спектральной плотности, а также их инварианты, т. е. величины, независимые от выбора системы координат.

Оценка математического ожидания представляется в виде

$$\mathbf{m}_v^*(t, z) = \int_{-T_1}^T \eta(\tau) \cdot \mathbf{v}(t - \tau, z) d\tau. \quad (3.3)$$

Оценки корреляционной функции в предположении стационарности исследуемого ряда представляются в виде

$$k_v^*(\tau) = \frac{1}{T - \tau} \int_0^{T - \tau} \mathbf{v}(t) \cdot \mathbf{v}(t + \tau) d\tau, \quad (3.4)$$

а оценки спектральной плотности — в виде

$$S_v^*(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\tau_{\max}} \eta(\tau) \cdot k_v(\tau) \cos(\omega\tau) d\tau, \quad (3.5)$$

где η — весовая функция; $\tau_{\max}$ — точка усечения коррелограммы $k_v^*(\cdot)$; T — интервал осреднения.

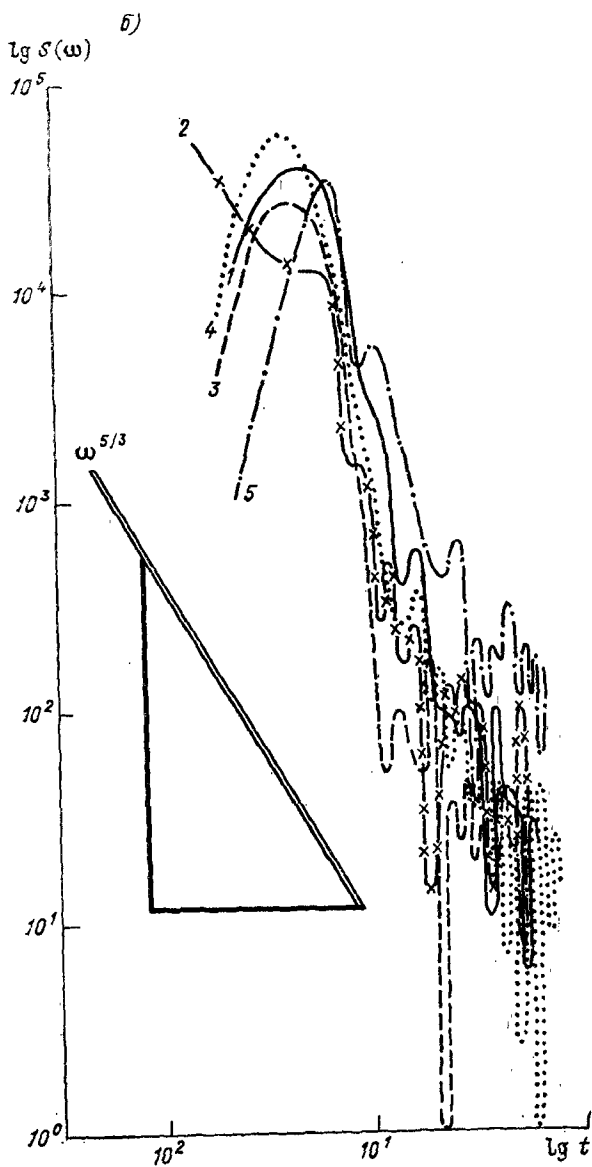
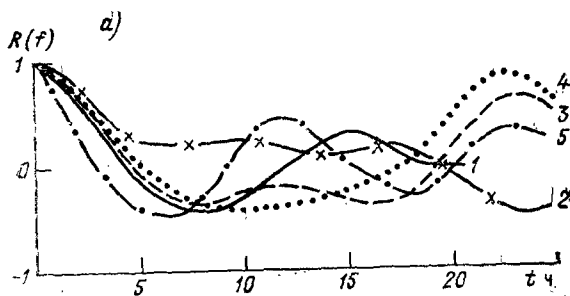
Важнейшей частью обработки данных измерений течений является выделение трендов, обусловленных действием низкочастотных процессов, таких, как изменения синоптической обстановки или более высокочастотных процессов, как бризы и сейшевые явления. Тренд как оценка переменного математического ожидания $\mathbf{m}_v^*(t)$ должен быть выделен путем фильтрации ряда по выражению (3.3) и центрирования всех членов ряда по выражению

$$\mathbf{v}_0(t, z) = \mathbf{v}(t, z) - \mathbf{m}_v^*(t, z). \quad (3.6)$$

Долгопериодные компоненты в рядах наблюдений обычно выделяют и исключают, например, с помощью фильтра Батерворта, относящегося к классу полиномиальных фильтров [13].

В практике обработки данных измерений течений широко используется также фильтрация рядов с помощью косинус-фильтра Тьюки, биномиального фильтра, фильтра Бертеллетта и др. [13, 202]. Случайные погрешности измерений могут быть исключены методом высокочастотной фильтрации с использованием операции весового скользящего осреднения [13].

Примеры построения корреляционных и спектральных функций по данным регистрации течений на оз. Балхаш представлены на рис. 3.5. На многих кривых (рис. 3.5а), как и на хронограмме течений (рис. 3.2в), отчетливо выражена цикличность хода скоростей, обусловленная действием сейшевых явлений, хотя каждый ряд предварительно подвергался сглаживанию с использованием косинус-фильтра Тьюки. На кривых спектральной плотности (рис. 3.5) отчетливо видно распределение по частотам направленных колебаний скорости течения. На нескольких спектральных



кривых наибольшей энергией обладают колебания скорости с периодом около 8—12 ч, соответствующие четырехузловым сейшам всего озера и трехузловым сейшам в отдельных его частях [189].

Для обеспечения объективности анализа и обобщения результатов корреляционной и спектральной обработки данных измерений течений нередко оказывается целесообразным нормирование получаемых функций на дисперсию процесса. В случаях рассмотрения скалярного процесса нормирование сводится к делению авто- и взаимных корреляционных функций, а также спектральных плотностей на соответствующие значения дисперсии. В качестве дисперсии векторного процесса $v(t)$ принимается математическое ожидание тензорного квадрата векторов

$$D_v = M \{v(t) \cdot v(t)\}. \quad (3.7)$$

При изучении свойств векторного процесса в соседних точках водного пространства целесообразно использовать тензоры взаимной корреляционной функции и взаимной спектральной плотности, функции когерентности и спектральной фазы, а также инварианты этих тензоров [13, 125].

3.4. Оценка кинематических характеристик

Поскольку скорость и направление течения изменяются во времени, то объективные характеристики течения в точке можно получить, как отмечено выше, с использованием статистических методов. Дело обработки материалов еще больше осложняется, когда возникает необходимость получения надежных оценок вертикального распределения характеристик течения, например в пределах от поверхности воды до дна водоема, особенно в условиях значительных изменений скорости и направления течения. Вертикальное распределение можно представить в виде эпюры осредненных скоростей. В виде эпюр могут быть представлены предельные значения (максимальные и минимальные) составляющих пульсационных скоростей или их относительные величины ($v'_{\text{макс}}/v_{\text{ср}}$, $v'_{\text{мин}}/v_{\text{ср}}$, $u'_{\text{макс}}/v_{\text{ср}}$, $u'_{\text{мин}}/v_{\text{ср}}$).

В качестве кинематических характеристик турбулентного течения чаще всего используют математическое ожидание, дисперсию, средние квадратические отклонения пульсационных составляющих скоростей, относительные значения интенсивности турбулентности, моменты корреляции и энергию пульсационных составляющих скоростей.

Рис. 3.5. Автокорреляционные (а) и спектральные (б) функции суммарных течений в прол. Узунарал оз. Балхаш (регистрация приборами БПВ-2 на осевой вертикали, 1981 г.).

1—5 — номера хронограмм.

Математическое ожидание ряда наблюдаемых данных обычно определяют за промежуток времени, который в несколько раз превышает зарегистрированный период колебаний скорости течения. При обработке, например, данных лабораторных исследований течений на пространственной гидравлической модели водоема или в аэрогидравлическом лотке этот промежуток времени может составлять несколько десятков секунд, а при обработке записей БПВ или АЦИТТ, полученных в натурных условиях, может меняться от нескольких часов до нескольких десятков и даже сотен часов.

Наряду с этим, для практических целей можно вычислять режимные характеристики по данным наблюдений, например, за отдельный сезон, год или ряд лет, а также спектральные характеристики, чаще всего по данным непрерывной регистрации течений за периоды различной длительности.

Меру интенсивности турбулентности течения обычно оценивают дисперсией D_v , вычисляемой по выражению (3.7), и средними квадратическими отклонениями продольных (v') и вертикальных (u') составляющих скорости по выражениям:

$$\begin{aligned}\sigma_v &= \sqrt{(v_i - \bar{v})^2} = \sqrt{(\overline{v'})^2}; \\ \sigma_u &= \sqrt{(\overline{u_i - \bar{u}})^2} = \sqrt{(\overline{u'})^2}.\end{aligned}\tag{3.8}$$

Значения σ_v и σ_u , будучи представленными в виде эюр, дают наглядное представление о вертикальном распределении пульсаций скорости, что видно на рис. 3.6 и 3.7, полученных по данным экспериментов в аэрогидравлических лотках.

В некоторых случаях для целей сопоставления данных различных экспериментов интенсивность турбулентности нормируют на среднюю в пределах глубины скорость течения $\bar{v}$, т. е. представляют в виде:

$$\begin{aligned}K_v &= \sigma_v / \bar{v}; \\ K_u &= \sigma_u / \bar{v}\end{aligned}\tag{3.9}$$

и называют степенью турбулентности, или числом Кармана.

Момент корреляции, равный произведению пульсационных составляющих скорости $v'u'$, может быть вычислен по данным обработки киносъемки траекторий движения частиц и по записям приборов, обеспечивающих синхронную регистрацию модуля мгновенной скорости, вертикального и горизонтального векторов течений. Для каждого горизонта обычно вычисляют осредненный момент корреляции $\overline{v'u'}$, а для всей вертикали — среднее значение $\overline{v'u'}$ [174].

Энергетические характеристики ветровых течений, в качестве которых обычно используют энергию осредненного и пульсационного движений, являются не только важными показателями сте-

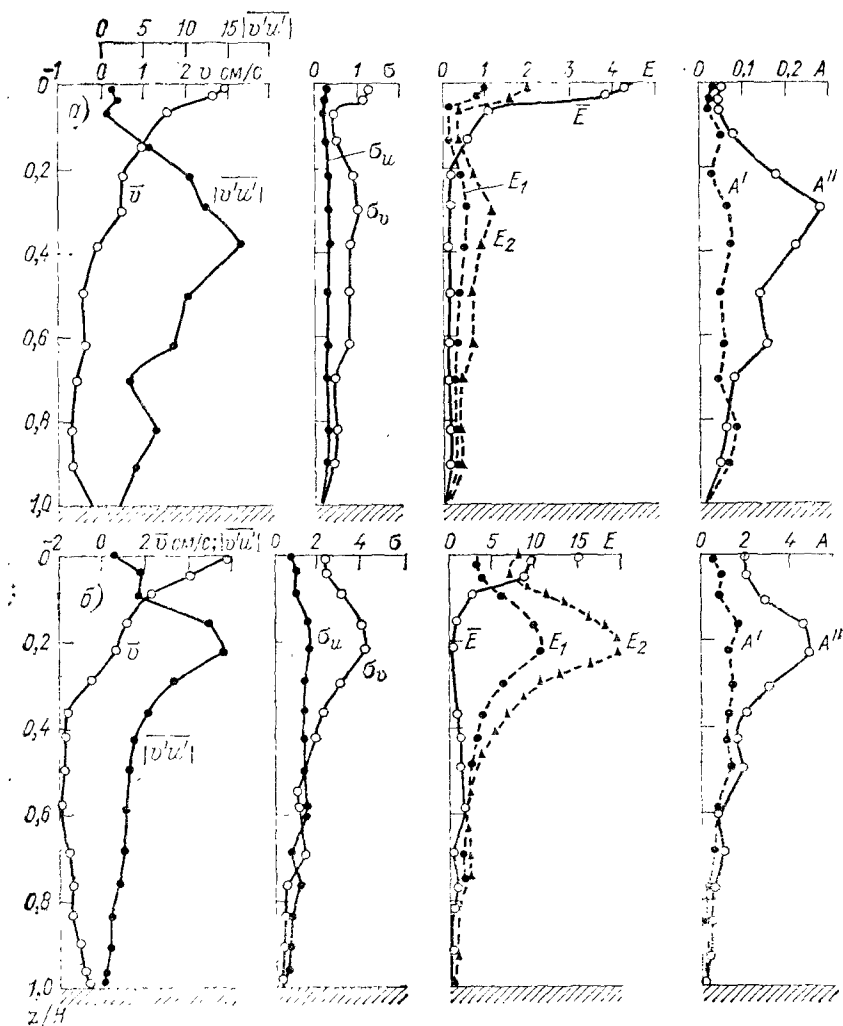


Рис. 3.6. Вертикальное распределение кинематических характеристик в разнонаправленном по глубине ветровом течении при различных условиях.

а) $H=0,5$ м, $W_{10}=3,8$ м/с, $H/\bar{\lambda}=5,3$, $h_1 \text{ ‰}=1,0$ см; б) $H=0,3$ м, $W_{10}=12,0$ м/с, $H/\bar{\lambda}=0,69$, $h_1 \text{ ‰}=7,6$ см.

пени энергонасыщенности потока в целом или его части (дифференцированно по вертикали), но и представляют очевидный интерес, например, при выяснении причин турбулизации.

Среднюю кинетическую энергию турбулентности E_1 , отнесенную к единице массы ($\text{см}^2/\text{с}^2$), можно представить в виде полусуммы квадратов пульсационных значений скорости:

$$E_1 = 0,5 [(\overline{v'})^2 + (\overline{u'})^2 + (\overline{w'})^2], \quad (3.10)$$

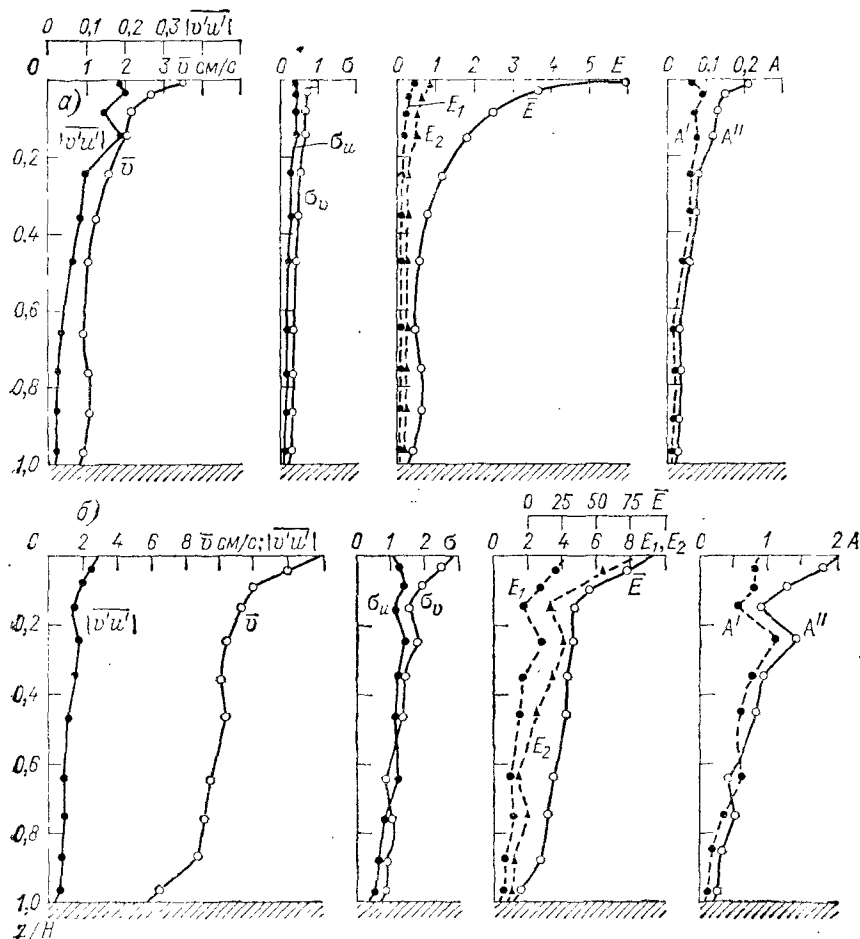


Рис. 3.7. Вертикальное распределение кинематических характеристик в однонаправленном по глубине ветровом течении при различных условиях.

а) опыт 0—1, $H=0,45$ м, $W_{10}=3,7$ м/с, $H/\bar{\lambda}=7,03$ см, $h_1/\lambda_0=0,7$ см; б) опыт 0-4, $H=0,45$ м, $W_{10}=13,0$ м/с, $H/\bar{\lambda}=1,07$, $h_1/\lambda_0=7,5$ см.

а удельную кинетическую энергию осредненного движения $\bar{E}$ — в виде

$$\bar{E} = 0,5 \bar{\sigma}_{\text{ср}}^2. \quad (3.11)$$

Поскольку по материалам экспериментов, проводившихся в ГГИ [177, 182], определялись только пульсационные значения продольной (v') и вертикальной (u') составляющих скорости и для каждого горизонта на вертикали вычислялись средние квадратические значения, то удельная кинетическая энергия пульсационного движения оценивалась по формуле

$$E_1 = 0,5 [(\overline{v'})^2 + (\overline{u'})^2] = 0,5 (\sigma_v^2 + \sigma_u^2) \quad (3.12)$$

и по формуле

$$E_2 = 0,5 (2\sigma_v^2 + \sigma_u^2), \quad (3.13)$$

полученной на основании предположения о равенстве продольных (v') и поперечных (w') пульсационных составляющих скорости.

3.5. Изменение мелкомасштабных пульсаций скорости во времени и по глубине

Источники, приводящие к пульсациям скорости ветрового течения, действуют преимущественно через водную поверхность или возникают в верхних слоях. В связи с этим естественно ожидать приуроченности наибольших пульсаций скорости также к верхним слоям. Это обстоятельство действительно имеет место и подтверждается данными всех лабораторных экспериментов и некоторыми данными натурных измерений.

Измерения, выполненные в натурных условиях, показывают, что при неравномерном ветре пульсации скорости ветрового течения всегда отмечаются в верхнем слое и имеют тем больший размах, чем в более широких пределах изменяется скорость ветра [172, 176]. Верхний слой воды, как правило, весьма чувствителен к изменениям скорости ветра. Выявить же реакцию глубинных слоев натурных потоков на действие короткопериодных изменений скорости ветра довольно затруднительно по техническим причинам.

На лабораторных установках по данным киносъемок твердых частиц нейтральной плавучести пульсации скорости достаточно надежно выявляются не только в верхнем слое, но и по всей толще ветрового течения. Такие данные показывают, что размах пульсаций продольных составляющих скорости ветрового течения мало изменяется во времени в отличие от натурных условий, но заметно уменьшается по направлению от поверхности воды ко дну. Во всех экспериментах с разнонаправленным (см. рис. 3.4 и 3.6) и однонаправленным (см. рис. 3.7) течением размах колебаний продольных составляющих скорости в центральной части потока в 1,5—3,0 раза меньше, а в придонном слое в 2,0—4,0 раза меньше, чем в верхнем слое.

В однонаправленном ветровом течении при мелководных волнах и шероховатом дне отмечается местное увеличение пульсаций

скорости в придонном слое. При относительной глубине порядка $H/\bar{\lambda} \approx 0,5$ пульсации продольных составляющих скорости в придонном и верхнем слоях оказываются примерно одинаковыми и в некоторых экспериментах в 1,3—2,0 раза превышают пульсации в центральных слоях потока.

Пульсации вертикальных составляющих скорости изменяются в менее широких пределах и распределяются по глубине более равномерно, чем пульсации продольных составляющих. При значительной относительной глубине ($H/\bar{\lambda} \geq 2,0$) в одно- и разнонаправленных ветровых течениях размах пульсаций сохраняется примерно одинаковым по глубине и несколько уменьшается только в непосредственной близости ото дна и к поверхности воды. При малой относительной глубине ($H/\bar{\lambda} \approx 0,5$) наибольшие пульсации вертикальных составляющих скорости приурочены к слою $(0,1 \dots 0,3)H$. По направлению к поверхности и ко дну они постепенно уменьшаются.

Периодичность пульсаций скорости по данным экспериментов ГГИ детально не выяснялась. Однако даже на основании ограниченного рассмотрения этого вопроса видно, что пульсации имеют преимущественно случайный характер, период пульсаций изменяется в широком диапазоне, а их средние значения увеличиваются с увеличением глубины потока. По материалам исследований в 8-метровом лотке при глубине 10 см наиболее часто обнаруживались колебания скорости с периодом 3—6 с, а по материалам исследований в 40-метровом лотке при глубине 50 см — колебания с периодом 5—30 с.

В одном из экспериментов со слабым ветром и однонаправленным по глубине течением обнаружено наложение пульсаций с периодом 5—10 с на пульсации с периодом 50—80 с.

3.6. Изменение средних квадратических значений пульсационных составляющих скорости

Рассмотренные выше характеристики хода составляющих скорости во времени, хотя и являются объективными и наглядными, но недостаточно удобны для сопоставлений и для поисков различного рода связей между турбулизацией потока и определяющими ее факторами. Поэтому в практике экспериментальных исследований широко используют такие характеристики, как средние квадратические отклонения пульсационных значений скорости и их относительные значения. Средние квадратические отклонения продольных (σ_v) и вертикальных (σ_u) составляющих скорости вычислены, как отмечено выше, по данным всех экспериментов для каждого из слоев, на которые разбивался поток по глубине.

Предельные значения σ_v в экспериментах с разнонаправленным ветровым течением со скоростью $|\bar{v}|_{\text{ср}}$ от 0,30 до 3,50 см/с

изменялись от 0,18 до 4,34 см/с, а средние на вертикали — от 0,58 до 3,10 см/с. В однонаправленном по глубине течении со скоростью от 2,80 до 10,1 см/с предельные значения σ_v изменялись от 0,38 до 2,85 см/с, а средние на вертикали — от 0,66 до 1,68 см/с.

По вертикали значения σ_v изменялись следующим образом. В разнонаправленном ветровом течении по большинству экспериментов обнаруживалось резкое уменьшение σ_v от поверхности воды до горизонта (0,2... 0,3) H и плавное уменьшение по мере заглубления под уровень, вплоть до дна (рис. 3.6). В некоторых экспериментах получено плавное убывание σ_v от поверхности до дна или же очень резкое убывание в верхнем слое и постоянство значений в центральном и придонном слоях. В отдельных случаях в тонком поверхностном слое отмечены меньшие значения σ_v , чем в ближайших верхних слоях. Этот результат не отражает фактического процесса движения и обусловлен, как показывает анализ имеющихся данных, наличием укороченных по техническим причинам рядов, которые не охватывали всего диапазона пульсаций скорости в результате выхода частиц за пределы освещавшейся щелевым светом зоны потока.

В однонаправленном ветровом течении отчетливо обнаруживалось изменение распределения σ_v по вертикали с изменением отношения $H/\bar{\lambda}$. При $H/\bar{\lambda} \geq 1,0$ значения σ_v уменьшались от поверхности воды, где они были наибольшими, до горизонта (0,2... 0,4) H , а затем уменьшались очень плавно или практически не ме-

нялись вплоть до дна (см. рис. 3.7). Значения σ_v при $H/\bar{\lambda} \leq 1,0$ плавно уменьшались от поверхности до горизонта (0,5... 0,8) H , а затем плавно увеличивались по направлению ко дну, так, что у поверхности и у дна они оказывались близкими и даже равными. Дальнейшее уменьшение $H/\bar{\lambda}$ до 0,4—0,6 приводило к выравниванию распределения σ_v по вертикали.

Средние квадратические отклонения вертикальных составляющих скорости σ_u обычно несколько меньше σ_v и различаются по распределению на вертикали.

В экспериментах с разнонаправленным течением предельные значения σ_u изменялись от 0,10 до 3,20 см/с, а средние на вертикали — от 0,20 до 2,20 см/с. В экспериментах с однонаправленным течением предельные значения σ_u изменялись от 0,13 до 2,0 см/с, а средние на вертикали — от 0,29 до 1,15 см/с (табл. 3.1). Средние в пределах вертикали значения σ_{ucr} были меньше средних значений σ_{vcr} : в разнонаправленном течении в 1,3—1,6 раза, а в однонаправленных в 1,2—1,9 раза (табл. 3.1).

Максимальные значения σ_u в разнонаправленном течении чаще всего были приурочены к слою (0,1... 0,2) H ; по направлению к поверхности воды значения σ_u уменьшались вполне ощутимо, а по направлению ко дну заметно уменьшались в пределах колебаний границы раздела потоков и мало менялись в зоне действия компенсационного потока.

Предельные и средние из предельных на вертикали кинематические характеристики экспериментальных ветровых течений в аэрогидравлических лотках

Номер экспери- мента	H	H/ λ	$\bar{v}_{пов}$	$v_{пр}$		$v_{ср}$		σ_v		$u_{пр}$		$u_{ср}$		σ_u	
				минн- мум	максн- мум	минн- мум	максн- мум	минн- мум	максн- мум	минн- мум	максн- мум	минн- мум	максн- мум	минн- мум	максн- мум
Разнонаправленные по глубине течения															
1	50	5,40	2,1	-1,4	6,2	-1,2	1,6	0,35	1,38	-1,4	1,0	-1,0	0,6	0,20	0,42
2	50	2,18	3,4	-2,0	7,6	-1,6	0,5	0,24	1,64	-1,2	2,8	-0,6	1,1	0,18	0,73
P-4	50	0,73	7,6	-6,0	14,1	-4,6	5,2	1,28	3,57	-5,6	4,6	-4,0	4,0	0,71	2,49
7	30,5	3,60	3,4	-2,3	6,5	-1,2	2,0	0,34	1,72	-1,5	2,2	-1,2	1,1	9,24	0,51
10	29,5	0,78	7,0	-5,5	16,7	-2,9	5,2	0,60	2,45	-4,2	4,5	-2,6	3,2	0,78	1,72
16	10,6	0,59	5,3	-2,3	5,4	-0,6	0,65	0,45	2,98	-1,1	1,5	-0,1	1,0	0,21	1,33
Однонаправленные по глубине течения															
O-1	45	7,03	3,5	0,4	6,4	0,6	2,2	0,17	0,83	-1,1	1,2	-0,7	0,7	0,13	0,45
O-2	45	2,80	3,4	0,2	6,6	1,4	3,9	0,42	1,00	-2,0	1,2	-2,6	2,0	0,42	0,60
O-4	45	1,07	14,1	4,4	20,0	6,7	13,8	0,98	2,40	-4,6	4,2	-3,2	2,5	0,54	1,26
5	10	0,77	6,0	1,4	9,4	2,1	6,2	0,61	1,44	-1,6	1,2	-1,1	0,8	0,35	0,50
7	10	0,65	8,2	2,4	15,8	3,8	10,0	0,92	2,40	-1,2	2,0	-1,1	1,3	0,44	0,72
12	30	1,94	6,9	1,2	20,6	2,5	6,2	0,46	2,85	-1,6	2,2	-1,0	1,3	0,32	0,64

Примечание. $v_{пр}$ — предельная (на вертикали) продольная, а $u_{пр}$ — предельная вертикальная составляющие скорости; $v_{ср}$ и $u_{ср}$ — средние из предельных на вертикали составляющих скоростей.

Во многих экспериментах с одно- и разнонаправленным течением при $H/\bar{\lambda} > 0,5$ значения σ_u уменьшались очень плавно практически от верхнего до придонного слоя (рис. 3.6 а).

Экспериментальные данные позволили рассмотреть вопрос о числовых значениях и изменении по глубине характеристик ин-

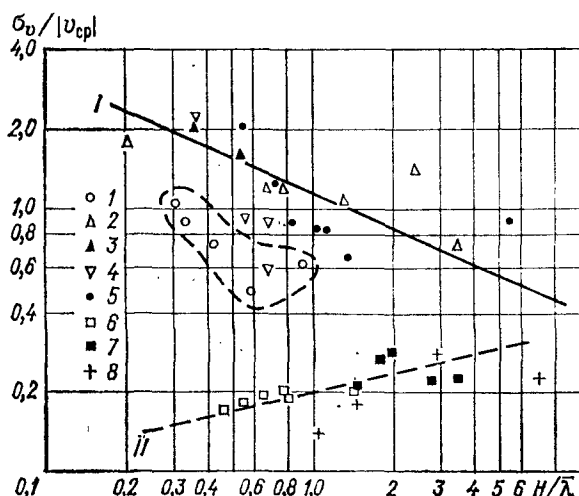


Рис. 3.8. Зависимости средних значений $\sigma_v/v_{cp} = f(H/\bar{\lambda})$ по данным экспериментов с разнонаправленными (I) и однонаправленными (II) по глубине ветровыми течениями.

1) $H=0,09$ м, размеры лотка 8 (длина) $\times$ 0,2 (высота) $\times$ 0,2 (ширина) м; 2) $H=0,3$ м, $30 \times 0,6 \times 0,5$ м; 3) $H=0,05$ м, $30 \times 0,6 \times 0,5$ м; 4) $H=0,15$ м, $30 \times 0,6 \times 0,5$ м; 5) $H=0,5$ м, $30 \times 0,6 \times 2(0,8)$ м; 6) $H=0,1$ м, $30 \times 0,6 \times 2(0,8)$ м; 7) $H=0,3$ м, $30 \times 0,6 \times 2(0,8)$ м; 8) $H=0,45$ м, $40 \times 1,2 \times 1,0(0,5)$ м.

тенсивности турбулентности K_v и K_u , вычислявшихся по выражению (3.9). Распределение значений K_v и K_u по глубине полностью повторяет, как это очевидно, распределение σ_v и σ_u и поэтому не требует каких-либо дополнительных пояснений. Что касается отношения σ_v/v_{cp} , то оно увеличивается с увеличением относительной глубины $H/\bar{\lambda}$ для однонаправленных и уменьшаются для разнонаправленных по глубине течений (рис. 3.8). Эти зависимости выражены аналитически в виде:

для однонаправленных по глубине течений

$$\underline{K_v} = (\sigma_v/\bar{v}_{cp})_{cp} = 0,20 \sqrt[4]{H/\bar{\lambda}}; \quad (3.14)$$

для разнонаправленных по глубине течений

$$\underline{K_v} = (\sigma_v/|v|_{cp})_{cp} = 1,12 / \sqrt{H/\bar{\lambda}}. \quad (3.15)$$

3.7. Вертикальное распределение моментов корреляции в ветровых течениях

Моменты корреляции, представляющие собой осредненные произведения пульсационных составляющих скорости течения

$\overline{v'u'}$, относятся к числу важнейших характеристик турбулентности течения, поскольку они определяют степень статистической связи между пульсационными значениями продольных и вертикальных составляющих скоростей и одновременно являются показателем переноса количества движения.

По данным упомянутых выше лабораторных исследований ветровых течений получены довольно детальные сведения об этой характеристике.

В разнонаправленном по глубине ветровом течении наибольшие значения произведений $|\overline{v'u'}|$ приурочены преимущественно к верхнему слою, чаще всего к слою $(0,1 \dots 0,2)H$. По направлению от этого слоя к поверхности воды значения $|\overline{v'u'}|$ уменьшаются обычно незначительно, а по направлению к дну — вначале резко, а затем очень плавно или практически не меняются (см. рис. 3.6) [174].

Некоторое уменьшение моментов корреляции у поверхности происходит, по-видимому, в результате незначительного уменьшения вертикальных составляющих частиц, движущихся к поверхности воды, но при заметном увеличении продольных составляющих частиц и мало меняющихся по глубине верхнего слоя вертикальных составляющих частиц, движущихся от поверхности воды в глубь потока.

В однонаправленных по глубине ветровых течениях при действии волн на глубокой воде ($H/\bar{\lambda} \approx 2 \dots 4$) значения $|\overline{v'u'}|$ уменьшаются плавно от поверхности воды до дна (рис. 3.7). При $H/\bar{\lambda} \approx 0,5 \dots 0,8$ значения $|\overline{v'u'}|$ уменьшаются от поверхности воды до горизонта $(0,6 \dots 0,8)H$ и далее заметно увеличиваются практически вплоть до дна.

Полученные в экспериментах сведения по распределению значений $|\overline{v'u'}|$ представляются вполне приемлемыми. Они подтверждают очевидный для ветровых течений факт передачи энергии касательных напряжений ветра через поверхность воды и факт увеличения влияния донной шероховатости на ветровое течение при уменьшении отношения $H/\bar{\lambda}$.

Средние на вертикали значения $|\overline{v'u'}|$ увеличиваются по данным выполненных экспериментов от $0,13$ до $5,0 \text{ см}^2/\text{с}^2$ по мере уменьшения относительной глубины $H/\bar{\lambda}$ и увеличения скорости ветра над водной поверхностью.

Значения $[\overline{v'u'}]$, будучи нормированными на среднюю скорость потока, являются удобными показателями степени турбулизации сравниваемых между собой потоков различного вида. Это обстоятельство подтверждается представленными в табл. 3.2 данными четырех видов течений: однонаправленного и разнонаправленного по глубине ветровых течений, руслового потока с гладким [81] и шероховатым [82] дном. В однонаправленном по глубине ветровом течении осредненные нормированные значения моментов корреляции оказались равными 0,08—0,09, что в 7—12 раз меньше, чем в разнонаправленном по глубине ветровом течении, но весьма близко к значениям этой характеристики для руслового потока с гладким дном и в 3 раза меньше аналогичного показателя для руслового потока с шероховатым дном [177].

3.8. Энергетические характеристики ветровых течений по данным экспериментов

Все рассмотренные выше кинематические характеристики ветровых течений, полученные по данным экспериментов, убедительно свидетельствуют о существенном различии однонаправленных и разнонаправленных по глубине течений, а также о заметном влиянии степени глубоководности ветровых волн $H/\bar{\lambda}$ на изменение распределения по вертикали и абсолютные значения этих характеристик. Еще более показательны в этом отношении энергетические характеристики течений, вычислявшиеся по выражениям (3.1), (3.12) и (3.13).

Средняя на вертикали удельная кинетическая энергия осредненного движения $E_{\text{ср}}$ в однонаправленных ветровых течениях, по данным экспериментов, изменялась от 1,13 до 52,0 см²/с², энергия пульсационных движений $E_{2\text{ср}}$ — от 0,30 до 4,40 см²/с². При этом средняя на вертикали удельная энергия пульсационных движений $E_{1\text{ср}}$ составляла 3—16 %, а $E_{2\text{ср}}$ 5—27 % удельной кинетической энергии осредненного течения $E_{\text{ср}}$. Максимальная на вертикали удельная энергия пульсационных движений $E_{1\text{макс}}$ составляла 5—52 %, а энергия пульсационных движений $E_{2\text{макс}}$ 11—100 % удельной энергии осредненного течения (табл. 3.3).

Поскольку энергия пульсационных движений в однонаправленном ветровом течении преимущественно меньше энергии осредненного течения, то это обстоятельство можно рассматривать как подтверждение правомерности выдвинутого ранее А. Н. Колмогоровым [88] положения о передаче энергии осредненного течения пульсационному движению по каскаду вихрей: от крупномасштабных через среднемасштабные к мелкомасштабным.

Наибольшая удельная кинетическая энергия пульсационных движений в однонаправленном ветровом течении также приурочена к верхнему слою, где она превышает средние на вертикали значения в 1,5—3,0 раза (см. рис. 3.7). Удельная кинетическая

Средние и максимальные значения характеристик турбулентности течения различных видов

Количество эксперимен- тов	H см	k_1 % см	W_{10} см	v_{cp} ($ \sigma _{cp}$) см/с	σ_v макс см/с	σ_u макс см/с	$\frac{(\sigma_v)_{cp}}{(\sigma_u)_{cp}}$	K_v ср	K_u ср	$\frac{(\sigma _{cp})_{cp}}{v_{cp}}$
Однонаправленные по глубине ветровые течения										
6	9,2—10,0	0,8—2,6	3,5—7,0	3,9—10,1	2,41	2,00	1,86	0,19	0,10	0,08
5	28,8—30,0	0,9—2,2	4,8—6,7	2,8—6,5	2,85	1,09	1,85	0,24	0,13	0,09
4	45,0	0,7—6,5	3,7—13,0	1,4—10,4	2,40	1,26	1,23	0,21	0,18	0,08
Разнонаправленные по глубине ветровые течения										
5	9,0—10,6	1,0—3,0	5,4—13,8	1,0—3,5	4,30	3,20	1,50	0,75	0,50	0,68
5	29,5—30,5	1,1—7,6	5,1—12,0	0,5—1,6	2,50	1,70	1,47	1,13	0,76	0,71
7	50,0	1,0—11,0	3,0—12,3	0,6—1,8	3,57	2,49	1,33	0,86	0,67	0,97
Русловой поток с гладким дном (по данным работы [81] и др.)										
1	5,0	—	—	55,1	—	—	2,20	0,07	0,03	0,12
1	20,0	—	—	19,2	3,62	1,18	2,10	0,11	0,05	0,06
1	30,0	—	—	20,0	2,85	1,52	1,78	0,10	0,06	0,07
Русловой поток с шероховатым дном (по данным работы [82])										
4	5,0	—	—	54,0—56,0	11,0	5,20	2,10	0,11	0,05	0,27

энергия осредненного движения в верхнем слое превышает среднюю на вертикали энергию пульсационных движений в 1,2—

1,5 раза при $H/\bar{\lambda} < 1,0$ и в 4—8 раз при $H/\bar{\lambda} \approx 3 \dots 4$. Эти сведения об энергетических характеристиках однонаправленных ветровых течений можно рассматривать как свидетельство возможности

Таблица 3.3

Удельная кинетическая энергия ветровых течений по данным экспериментов, $\text{см}^2/\text{с}^2$

Номер экспери- мента	H см	H/ $\bar{\lambda}$	$E_{\text{ср}}$		E_1		E_2		$\frac{\bar{E}_1}{\bar{E}_{\text{ср}}}$	$\frac{\bar{E}_2}{\bar{E}_{\text{ср}}}$
			макси- мальная	сред- няя	макси- мальная	сред- няя	макси- мальная	сред- няя		
Разнонаправленные по глубине течения										
1	50	5,40	4,3	0,4	1,0	0,3	2,7	0,4	0,8	1,2
2	50	2,18	5,8	0,5	1,3	0,2	2,0	0,5	0,5	1,0
3	50	1,16	21,8	1,4	5,7	2,3	11,1	3,3	1,6	2,3
P-2	50	1,04	26,2	1,8	6,3	2,0	10,8	3,2	1,1	1,8
4	5	0,37	0,5	0,1	0,7	0,3	1,2	0,5	3,6	6,2
7	15	0,71	4,5	0,5	1,2	0,4	3,1	0,7	1,0	1,6
9	15	0,57	2,3	0,5	3,6	0,6	7,0	1,2	1,4	2,4
11	15	0,37	7,4	0,9	4,9	2,7	8,6	4,6	3,1	5,3
Однонаправленные по глубине течения										
i	10	1,43	13,8	8,3	0,8	0,5	1,6	0,8	0,06	0,09
6	10	0,80	22,4	16,2	2,4	0,9	4,6	1,6	0,06	0,10
9	30	3,53	29,4	4,8	2,5	0,4	5,0	0,7	0,08	0,15
12	30	1,94	44,2	9,7	4,1	0,6	8,2	1,3	0,06	0,14
O-1	45	7,03	6,2	1,1	0,4	0,2	0,8	0,3	0,16	0,26
O-3	45	1,43	33,8	14,3	2,2	0,8	4,4	1,5	0,05	0,11
O-4	45	1,07	99,4	5,2	3,7	1,6	6,5	2,7	0,03	0,05

турбулизации потока за счет не только осредненного движения, но и касательных напряжений ветра на водную поверхность, и изменчивости элементов ветровых волн.

В разнонаправленном по глубине ветровом течении удельная кинетическая энергия осредненного течения меньше, а доля энергии пульсационных движений больше, чем в однонаправленном течении при прочих равных условиях (скорость ветра, элементы волн, глубина). Так, по данным экспериментов, в разнонаправленных по глубине течениях средняя на вертикали удельная энергия изменялась от 0,08 до $7,35 \text{ см}^2/\text{с}^2$, энергия $E_{1\text{ср}}$ — от 0,21 до $8,20 \text{ см}^2/\text{с}^2$, а энергия $E_{2\text{ср}}$ — от 0,37 до $15,4 \text{ см}^2/\text{с}^2$ (табл. 3.3). Средняя на вертикали энергия $E_{1\text{ср}}$ составляла 50—360 %, а энергия $E_{2\text{ср}}$ 80—600 % энергии осредненного течения. Максимальная на вертикали энергия $E_{1\text{макс}}$ достигала 900 %, а $E_{2\text{макс}}$ 1700 % удельной энергии осредненного течения, что в 10—20 раз больше

доли пульсационной энергии в однонаправленных ветровых течениях.

Энергетические характеристики разнонаправленных течений существенно меняются по вертикали. По данным экспериментов

в условиях волн на глубокой воде ($H/\bar{\lambda} \approx 2 \dots 6$) получено резкое уменьшение значений $E_{\text{ср}}$, E_1 и E_2 по направлению от поверхности воды до горизонта ($0,10 \dots 0,15$) H и сравнительно плавное уменьшение или незначительные изменения в глубинных и придонных слоях (см. рис. 3.6 а). При $H/\bar{\lambda} \approx 0,4 \dots 0,6$ энергетические характеристики пульсационных движений увеличиваются по направлению от поверхности до горизонта ($0,2 \dots 0,3$) H , затем уменьшаются вначале очень резко, а далее плавно вплоть до дна (см. рис. 3.6 б).

На основании этих данных можно заключить, что разнонаправленному ветровому течению еще в большей степени, чем однонаправленному, свойственна передача некоторого количества энергии пульсационного движения через поверхность воды. Однако и в разнонаправленном течении остается существенным вклад энергии осредненного движения в энергию пульсационных движений. Доля энергии пульсационных движений увеличивается в этих условиях по сравнению с однонаправленными течениями в результате взаимодействия осредненных потоков противоположного направления, т. е. дрейфового и компенсационного течений.

3.9. Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и методы их оценки

Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости на практике чаще всего определяют по данным регистрации течений или по данным о диффузии искусственно вводимых в поток примесей [135, 232, 233]. Известны и другие способы [10, 210], но они применяются реже, чем упомянутые.

Рассмотрим результаты оценок коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости по данным экспериментов, проводившихся в аэрогидравлических лотках разных размеров методами фото- и киносъемки частиц нейтральной плавучести [174, 177] и путем регистрации диффузии струи непрерывного источника.

По данным регистрации течений коэффициент вертикальной турбулентной вязкости A можно определить одним из следующих методов: Буссинеска, Кармана, Эйнштейна, Эртеля и др.

В методе Буссинеска коэффициент A на рассматриваемом горизонте z представляется в виде [76, 147]

$$A = \tau / (\partial v / \partial z), \quad (3.16)$$

где τ — касательное напряжение:

$$\tau = \rho_{\text{ж}} |\overline{v' u'}|; \quad (3.17)$$

$\partial v/\partial z$ — вертикальный градиент осредненной скорости на горизонте z . Этот метод сравнительно легко реализовать при наличии данных фото- или кино съемки частиц, по которым можно определить вертикальную (u) и горизонтальную (v) составляющие движения каждой частицы.

В методе Кармана, используемом для решения, в частности, задач морской турбулентности [76, 78], коэффициент турбулентной вязкости представляется в виде

$$A = \rho \kappa^2 (\partial u/\partial z)^3 / (\partial^2 v/\partial z^2)^2, \quad (3.18)$$

где κ — универсальная турбулентная постоянная Кармана, принимаемая чаще всего равной около 0,40.

Эйнштейн еще в 1905 г. предложил метод оценки коэффициента диффузии жидкости по составляющим движениям частиц [139]. Этот метод уже давно начали использовать для оценки коэффициентов турбулентной диффузии. При наличии сведений о пульсациях вертикальной составляющей скорости выражение для оценки динамического коэффициента турбулентной вязкости обычно представляется в виде

$$A' = \sum (u')^2 / (2 \sum t), \quad (3.19)$$

где в числителе указана сумма квадратов вертикальных пульсационных составляющих движения частиц, а в знаменателе — суммарное время, за которое подсчитывают вертикальные перемещения частиц.

Формулы такого же вида позднее были получены Ричардсоном, Тейлором и Шмидтом, но на основании других, чем у Эйнштейна, предположений. Келлером убедительно показан статистический характер формулы (3.19).

Поскольку турбулентный обмен по вертикали может увеличиваться под действием пульсации продольных составляющих скорости, то это обстоятельство можно учесть путем преобразования формулы (3.19) в вид

$$A'' = [\sum (v')^2 + \sum (u')^2] / (4 \sum t) = [\overline{(v')^2} + \overline{(u')^2}] / (4 \Delta t). \quad (3.20)$$

Эта формула характеризует осредненный во времени коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, обусловленный совместным действием вертикальных и продольных пульсационных составляющих скорости. С энергетической точки зрения формула (3.20) характеризует кинетическую энергию турбулентности единицы массы плоского потока. Наряду со способами оценки коэффициентов турбулентной вязкости по данным регистрации течений, в инженерной практике нередко возникает необходимость расчетов коэффициента A на основании учета определяющих факторов с использованием теоретических или полуэмпирических зависимостей.

К настоящему времени разработано несколько десятков зависимостей для расчетов коэффициента вертикальной турбулентной вязкости. Многие из этих зависимостей существенно различаются как по виду и числу определяющих турбулентную вязкость факторов, так и по степени влияния разных факторов на турбулентность [10, 210].

В работе [182] многие из существующих зависимостей разделены по виду и числу учитываемых факторов на пять групп. Наиболее обоснованными с физической точки зрения признаны группы зависимостей, в которых учитываются элементы волн или эти элементы и глубина, а также зависимости, учитывающие элементы волн и скорость течения (волнового или ветрового). К таким зависимостям отнесены разработки С. В. Доброклонского [44], К. Ф. Баудена [10], А. М. Жуковца [48], Г. С. Башкирова [11, 12], О. Д. Шебалина [220], одна из зависимостей А. В. Караушева и др.

С точки зрения приемлемости расчета коэффициентов вертикальной и турбулентной вязкости наиболее эффективными для условий совместного действия ветровых волн и течений при ограниченной глубине оказались зависимости В. А. Цикунова [213] и Г. С. Башкирова [12] с уточненным значением одного из эмпирических коэффициентов, а также зависимости, предложенные А. С. Судольским [182].

Зависимость, предложенная Цикуновым для оценки среднего в пределах слоя волнового перемешивания значения вертикального коэффициента турбулентной вязкости A ($\text{см}^2/\text{с}$), имеет вид [213]

$$A_{\text{ср}} = 3,14 \cdot 10^{-3} h c, \quad (3.21)$$

где h — высота волны; c — скорость волны.

Зависимость, предложенная Башкировым для оценки $A_{\text{ср}}$ ($\text{см}^2/\text{с}$) в условиях совместного действия волн и переносного течения, имеет вид

$$A_{\text{ср}} = k_u v_{\text{ср}} \bar{\lambda} / 40, \quad (3.22)$$

где $k_u = 0,02 \dots 0,04$ — интенсивность турбулентности; $\bar{\lambda}$ — средняя длина волн (в системе).

Приемлемые для практического использования результаты расчетов $A_{\text{ср}}$ по зависимости Башкирова (3.22) можно получить, если значение k_u , в соответствии с экспериментальными данными работы [182], принять равным 0,80 для разнонаправленного по глубине ветрового течения и равным 0,12 для однонаправленного течения в пределах всей глубины.

Зависимость, предложенная Караушевым [73] для ограниченных глубин в условиях совместного действия волн и переносного течения (в прибрежной зоне), имеет вид

$$A_{\text{ср}} = (ch + \pi H v_{\text{ср}}) d_s^{1/3} / (b_K H)^{1/3}, \quad (3.23)$$

где c — скорость волны, м/с; h — высота волны 1 %-й обеспеченности, м; $b_K = 700$ — коэффициент; d_a — эффективный диаметр донных отложений, мм; H — глубина в рассматриваемой зоне, м; $\pi = 3,14$; v_{cp} — средняя скорость ветрового течения, м/с.

В работе [182] исключительно на материалах экспериментальных исследований и с использованием метода размерности полу-

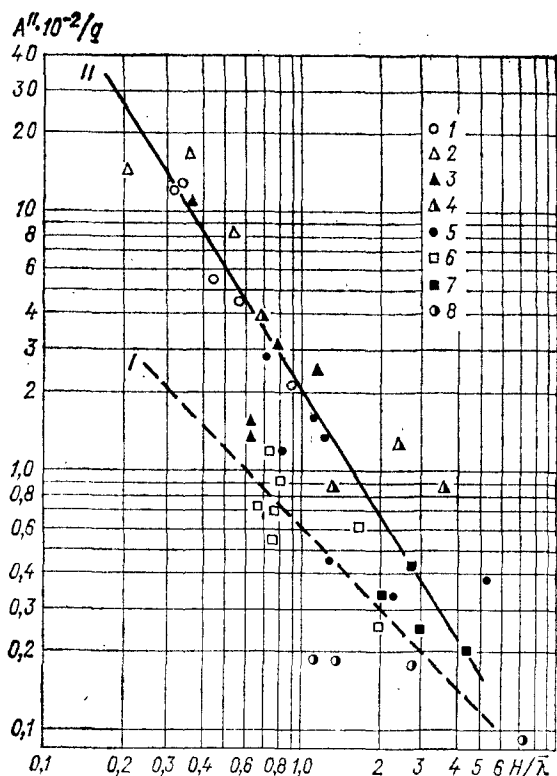


Рис. 3.9. Зависимости средних значений A/q от относительной глубины $H/\bar{\lambda}$ по данным экспериментов с разнонаправленными (I) и однонаправленными (II) по глубине ветровыми течениями.

Усл. обозн. см. рис. 3.8.

чены зависимости для оценки среднего (в пределах глубины) значения коэффициента вертикальной турбулентной вязкости в условиях совместного действия ветровых волн и ветрового течения разного вида (рис. 3.9). Наиболее простая аналитическая форма этих зависимостей следующая:

для однонаправленного по глубине течения

$$A_{cp} = 0,60 \cdot 10^{-2} v_{cp} \bar{\lambda}; \quad (3.24)$$

для разнонаправленного по глубине течения

$$A_{\text{ср}} = 2,20 \cdot 10^{-2} |v|_{\text{ср}} \bar{\lambda}^{1,5} H^{-0,5}. \quad (3.25)$$

Зависимости (3.24) и (3.25) применимы для водоемов или их участков, имеющих преимущественно ограниченные глубины в условиях действия вихревых образований с временными масштабами примерно от 0,1 до 10^3 с. Среднее по глубине значение коэффициента $A_{\text{ср}}$ при совместном действии ветровых волн и ветровых течений может составлять, как показывают выполненные расчеты по наиболее приемлемым для этой цели зависимостям, 50—100 см²/с при ветре скоростью 10 м/с и 100—200 см²/с при ветре скоростью 20 м/с [182, 183].

Перечисленные зависимости нельзя использовать для расчета коэффициента A в глубоководных водоемах, особенно при выраженной стратификации плотности воды по глубине.

3.10. Распределение коэффициента вертикальной турбулентной вязкости

До настоящего времени у исследователей нет единого мнения о распределении по глубине коэффициента турбулентной вязкости. С. В. Доброклонский [44], Г. С. Башкиров [11, 12] и другие исследователи считают, что коэффициент A уменьшается по экспоненте от максимального значения на поверхности воды до близкого к нулю значения на границе затухания волновых орбитальных движений.

По Цикунову [213], значение A увеличивается по направлению от поверхности воды до горизонта, заглубленного на удвоенную высоту волны, а глубже — резко уменьшаются до близких к нулю значений у границы затухания волновых орбитальных движений.

Имеются расчетные методы, в которых значение A принимается, по крайней мере для зон с ограниченной глубиной, плавно уменьшающимся от максимума на поверхности воды до минимума у дна [225].

В связи со столь существенными различиями представлений по одному и тому же вопросу при обработке данных экспериментов, проводившихся в аэрогидравлических лотках, серьезное внимание уделялось установлению распределения A по глубине при широком диапазоне изменения определяющих факторов.

Результаты 40 экспериментов по распределению $A'_i/A_{\text{ср}}$ и $A''_i/A_{\text{ср}}$ в одно- и разнонаправленных по глубине ветровых тече-

ниях при различной степени мелководности ветровых волн $H/\bar{\lambda}$ представлены на рис. 3.10 обобщенными кривыми. При рассмотрении этого рисунка отчетливо видно различие кривых, построенных на основании учета по формуле (3.19) только вертикальных

составляющих скорости (кривые 1 на рис. 3.10 а) и учета по формуле (3.20) вертикальных и продольных составляющих скорости (кривые 2 на рис. 3.10 б). Не менее отчетливо видно влияние на распределение коэффициентов A степени мелководности ветровых волн $H/\bar{\lambda}$.

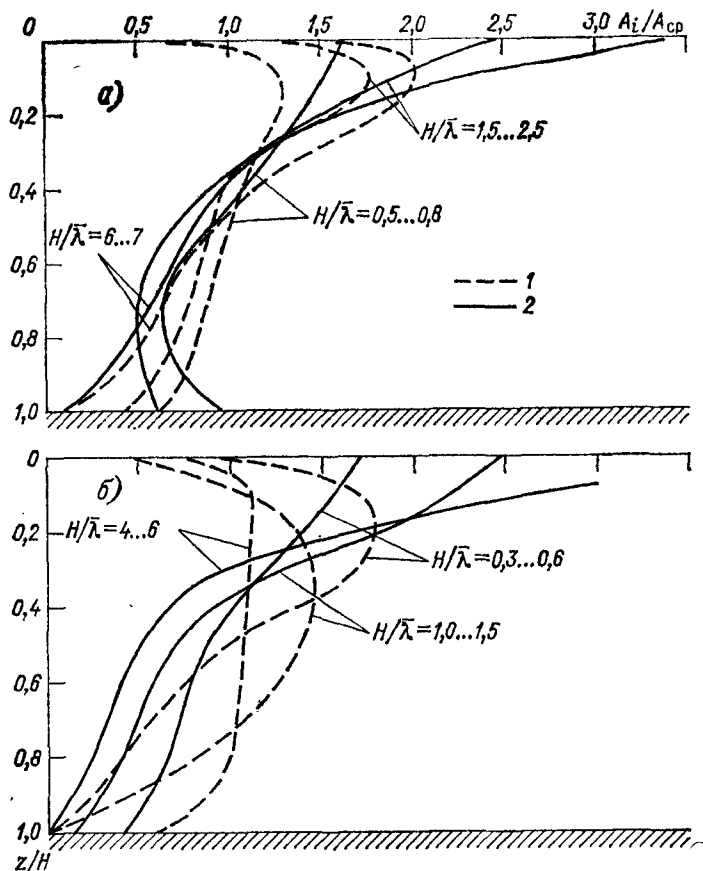


Рис. 3.10. Обобщенные кривые распределения по вертикали относительных значений (A_i/A_{cp}) кинематических коэффициентов турбулентной вязкости по данным экспериментов с однонаправленными (а) и разнонаправленными (б) по глубине ветровыми течениями при различной относительной глубине $H/\bar{\lambda}$.

1 — A' , 2 — A''

Кривые на рис. 3.10 построены по ограниченному числу экспериментов, поэтому при использовании их для выполнения инженерных расчетов необходимо учитывать возможность допущения погрешностей.

С целью определения коэффициента турбулентной вязкости каким-либо другими, независимыми между собой методами в ГГИ выполнен ряд экспериментов с последующим определением дифференцированного по глубине коэффициента A методом диффузии примеси. В аэрогидравлическом лотке при глубине 0,45 м проведено четыре серии экспериментов с регистрацией при помощи киносъемки диффузии струи непрерывного источника в од-

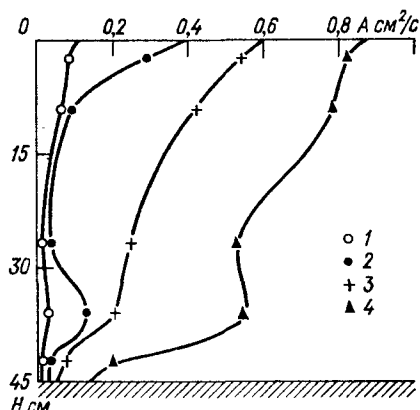


Рис. 3.11. Распределение коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости в однонаправленных по глубине ветровых течениях, полученных по методу диффузии струи от непрерывно действующего источника при постоянной глубине в аэрогидравлическом лотке ($H = 0,45$ м) и различных внешних условиях.

- 1) $W_{10} = 3,7$ м/с, $h_1 \% = 0,7$ см, $H/\bar{\lambda} = 7,1$;
- 2) $W_{10} = 5,2$ м/с, $h_1 \% = 2,2$ см, $H/\bar{\lambda} = 2,8$;
- 3) $W_{10} = 9,8$ м/с, $h_1 \% = 3,9$ см, $H/\bar{\lambda} = 1,40$;
- 4) $W_{10} = 13,0$ м/с, $h_1 \% = 7,5$ см, $H/\bar{\lambda} = 1,07$.

нонаправленном по глубине ветровом течении [177]. Коэффициент кинематической турбулентной вязкости вычислялся по данным о разбавлении струи пассивной примеси от непрерывного точечного источника с использованием формулы А. Д. Грешаева [17, 71], имеющей вид

$$A = R^2 \bar{v} / (12l), \quad (3.26)$$

где R — радиус конуса струи пассивной примеси на расстоянии l от точечного источника; $\bar{v}$ — осредненная скорость потока на горизонте движения струй примеси.

По данным всех серий экспериментов с регистрацией диффузии примеси в струе непрерывного источника, как и в экспериментах с киносъемкой частиц нейтральной плавучести, получено уменьшение коэффициента A от поверхности воды ко дну (рис. 3.11). В некоторых сериях экспериментов отмечалось незначительное увеличение коэффициента A в придонном слое. В непосредственной близости ото дна во всех экспериментах получено заметное уменьшение вертикального обмена, более близкое к оценкам коэффициента A по формуле (3.19) с учетом только вертикальных составляющих скорости течения.

Натурные исследования по оценке распределения коэффициента турбулентной вязкости по глубине проводились в прибреж-

ных зонах озер Ладожского и Балхаш. В исследованиях использовался способ оценки диффузии примеси в облаке мгновенного точечного источника. Для этой цели применено специальное устройство, напоминающее по конструкции привязной глубинный поплавок, снабженный перфорированной емкостью для ввода в нее подкрашенной жидкости (рис. 3.12). Сведения о ходе диффузии подкрашенной жидкости внутри перфорированной емкости передаются по гибкой линии связи на регистрирующий прибор, размещаемый на судне или специальной платформе [183].

С помощью указанного устройства на озерах Ладожском и Балхаш проведено 14 серий экспериментов (табл. 3.4). В каждой серии экспериментов регистрация диффузии примеси осуществлялась на пяти—восьми горизонтах и продолжалась на каждом горизонте от нескольких минут до первых десятков минут. Таким образом, исследованием были охвачены процессы, обусловленные преимущественно действием мелкомасштабных вихрей, ветровых волн и изменчивостью касательных напряжений ветра на водной поверхности.

Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости на основании данных натурных экспериментов вычислялся по нескольким формулам [30, 183], из которых наиболее физически обоснованной можно считать формулу, полученную путем преобразования формулы Грешаева [71] для случая истощения облака мгновенного точечного источника и имеющую вид

$$A = \eta \Omega_{\text{ж}}^{2/3} \xi_0^{2/3} / (4\pi t \xi_0^{2/3}), \quad (3.27)$$

где $\Omega_{\text{ж}}$ — объем жидкости в емкости точечного источника; ξ_0 и ξ — соответственно начальная и результирующая концентрация примеси в емкости точечного источника; t — продолжительность процесса турбулентной диффузии жидкости; η — коэффициент замедления обмена жидкости с окружающей средой в результате перфорирования емкости устройства, принятый, по ориентировочным оценкам, равным 607.

По данным измерений в прибрежной зоне Ладожского озера, проводившихся преимущественно при слабом ветре ($W_{10} = 1,0 \dots 4,0$ м/с) и слабых течениях ($v_{\text{ср}} = 0,02 \dots 0,04$ м/с), значение $A_{\text{ср}}$, вычисленное по формуле (3.27), изменялось в пределах $2\text{—}4$ см²/с (табл. 3.4). При этом в экспериментах получено убывание коэффициента A от поверхности воды ко дну или практически одинаковые значения в пределах большей части толщи воды (рис. 3.13).

Эксперименты на оз. Балхаш проводились при ветре скоростью $3,0\text{—}4,5$ м/с и слабом волнении ($h_{1\%} = 0,10 \dots 0,25$ м). Течения были направлены под углом $30\text{—}120^\circ$ к направлению распространения волн и имели среднюю скорость в диапазоне $0,02\text{—}0,14$ м/с (см. табл. 3.4).

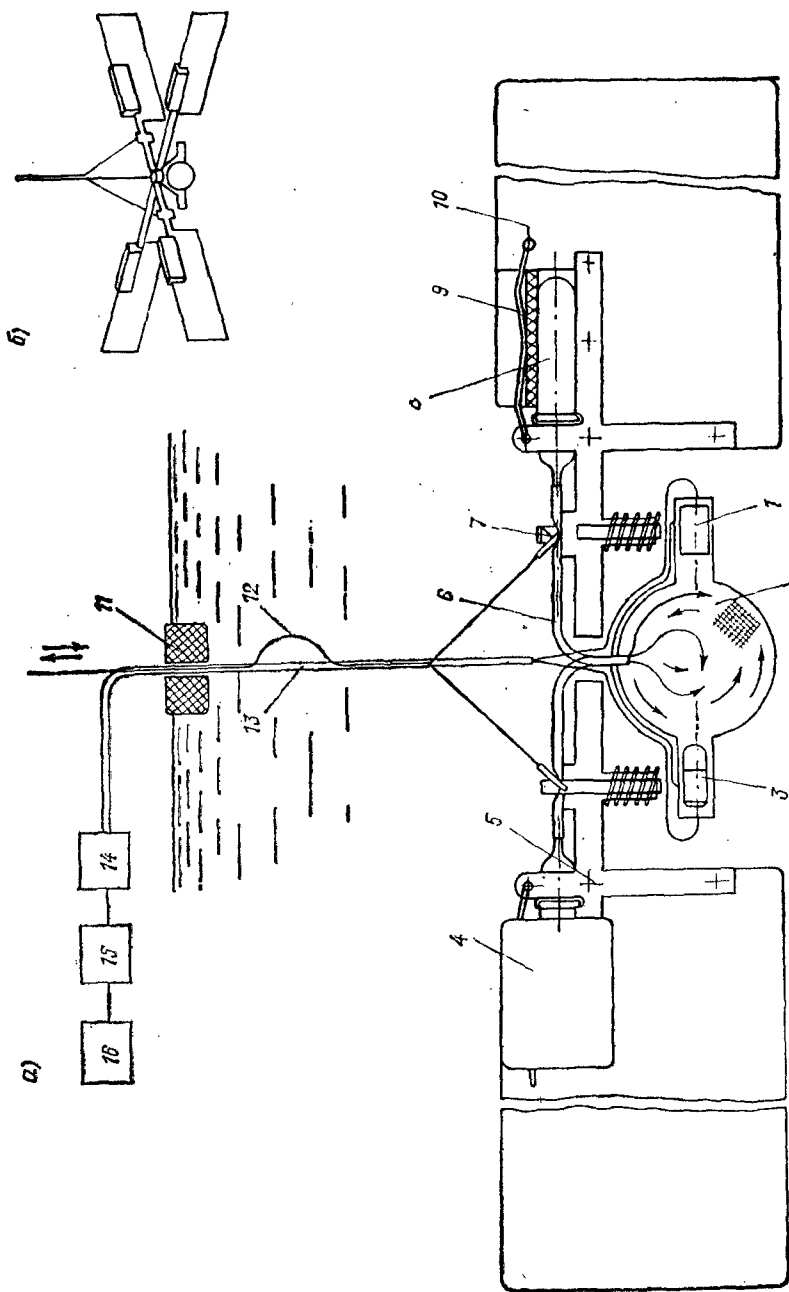


Рис. 3.12. Устройство для определения кинематической вязкости ветровых течений по методу диффузии облака мгновенного точечного источника.

Расхождение между направлением волн и течений явилось, видимо, одной из причин получения для оз. Балхаш существенно больших значений коэффициента $A_{\text{ср}}$, чем для оз. Ладожского. Среднее по глубине значение $A_{\text{ср}}$ изменялось, по данным экспериментов на оз. Балхаш, от 16,5 до 47,2 см²/с. Не исключено, что на эти коэффициенты повлияло внесение незначительных из-

Таблица 3.4

Значения коэффициента вертикальной турбулентной вязкости $A_{\text{ср}}$, полученные на озерах методом диффузии примеси в облаке мгновенного точечного источника

Номер эксперимента	Условия эксперимента						$A_{\text{ср}}$ см ² /с
	W_{10} м/с	H м	h_1 %	$\bar{\lambda}$ м	$\bar{\tau}$ с	$v_{\text{ср}}$ см/с	

оз. Ладожское

1	4,7	2,3	0,35	4,0	1,6	3,0	4,0
2	4,1	3,5	0,75	7,0	2,6	3,5	4,2
3	3,0	3,5	0,18	4,0	1,4	3,8	3,2
4	1,0	3,4	0,20	4,5	2,0	2,2	2,6
5	1,1	3,4	0,10	1,5	1,5	4,2	1,8
6	4,0	3,2	0,55	6,5	3,0	7,2	6,0
7	1,5	4,5	0,10	4,0	2,2	3,0	3,6

оз. Балхаш

1	4,5	2,5	0,25	3,0	—	7,2	47,2
2	4,0	2,2	0,15	1,5	1,1	7,0	35,6
3	3,5	2,6	0,12	1,5	1,3	1,7	20,8
4	3,2	2,3	0,10	1,3	1,4	4,8	17,6
5	3,0	3,8	0,20	2,5	1,6	5,8	36,4
6	4,5	3,8	0,20	3,0	1,8	2,6	16,5
7	3,4	4,0	0,18	2,4	1,5	13,5	34,7

менений в конструкцию перфорированной емкости измерительного устройства [183], изображенного на рис. 3.12.

По данным нескольких экспериментов на оз. Балхаш получено, что максимум коэффициента A приурочен к слою $(0,2 \dots 0,3)H$, или что повышенные значения A свойственны одновременно и верхнему, и придонному слою при наличии отчетливо выраженной зоны минимальных значений A в центральной части потока, как показано на рис. 3.13 б.

Таким образом, результаты натурных экспериментов по распределению коэффициента A оказались весьма близкими к результатам, полученным в лабораторных установках двумя разными методами (рис. 3.10, 3.11).

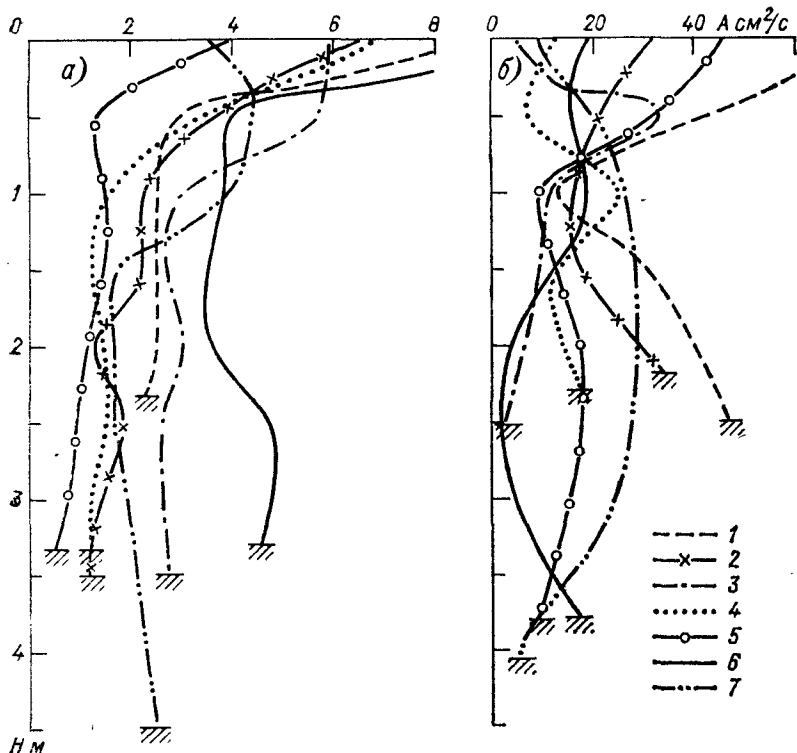


Рис. 3.13. Распределение коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости в прибрежных зонах озер Ладожского (а) и Балхаш (б), полученных по методу диффузии облака мгновенного точечного источника.

Условия экспериментов 1—7 см. табл. 3.4.

3.11. Оценка коэффициента горизонтальной турбулентной вязкости

Оценка коэффициента горизонтальной турбулентной вязкости в настоящее время производится путем соответствующей обработки материалов натурных наблюдений, например с использованием рассмотренного в п. 3.3 метода и путем расчетов по существующим зависимостям на основании сведений об определяющих процессы перемешивания факторах.

Рассмотрим три сравнительно простых практических приема обработки материалов наблюдений за течениями. Эти приемы могут быть реализованы даже в полевых условиях путем ручной обработки данных. Первый из приемов, впервые использованный в нашей стране В. Б. Штокманом [223], базируется на положениях Эртеля и состоит в вычислении следующих трех тензоров:

в направлении оси x

$$A_{lx} = \rho_{ж} \overline{u' l_x}; \quad (3.28)$$

в направлении оси y

$$A_{ly} = \rho_{ж} \overline{v' l_y}; \quad (3.29)$$

комбинированные значения:

$$A_{l_{xy}} = \rho_{ж} \overline{v' l_x}; \quad (3.30)$$

$$A_{l_{yx}} = \rho_{ж} \overline{u' l_y}; \quad (3.31)$$

где u' и v' — пульсационные составляющие вектора скорости; l_x и l_y — компоненты пути смещения масс жидкости в смысле Прандтля, определяемые по формуле Леттау:

$$l = 0,5 \int_t^{t+\tau_i} u' dt, \quad (3.32)$$

где τ_i — промежуток времени, в течение которого сохраняется знак пульсационных отклонений u' .

Ответственной операцией обработки рядов наблюдений является разбивка их на группы по знаку отклонений с сохранением временной последовательности отклонений. Все члены каждой выделенной группы по составляющим суммируют в пределах от первого до n -го члена, т. е. определяется $\sum_1^n u'$ и $\sum_1^n v'$, а затем возводят в квадрат и делят на число членов отклонений в каждой группе. Затем производят суммирование средних значений $(\sum_1^n u')^2/n$ и $(\sum_1^n v')^2/n$ по всему числу групп (обозначенному через $2N$) и умножение полученных значений на время τ , равное среднему периоду пульсаций. На основании полученных таких путем значений вычисляют коэффициенты турбулентной вязкости по формулам:

$$A_{lx} = \left[\tau / (2N) \sum_1^{2N} \left[\left(\sum_1^n u' \right)^2 / n \right] \right]; \quad (3.33)$$

$$A_{ly} = \left[\tau / (2N) \sum_1^{2N} \left[\left(\sum_1^n v' \right)^2 / n \right] \right]; \quad (3.34)$$

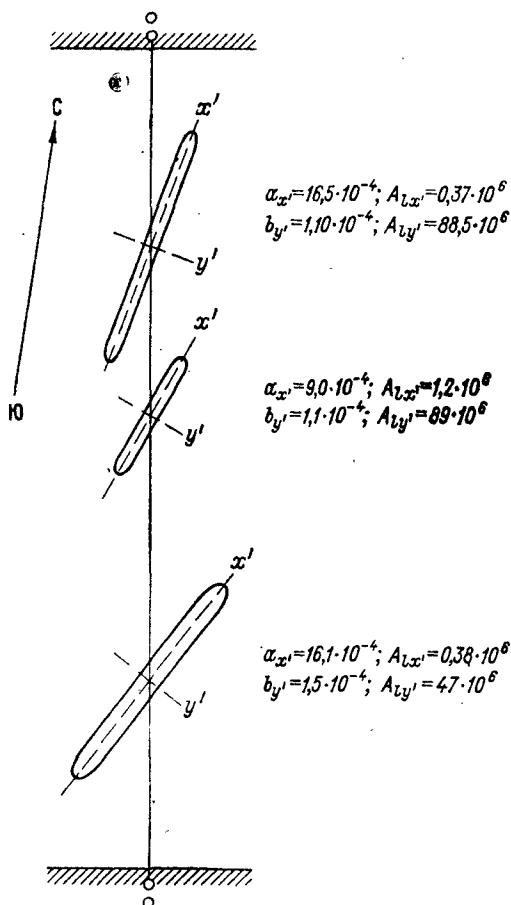
$$A_{l_{xy}} = \left[\tau / (2N_x) \sum_1^{2N_x} \left[\left(\sum_1^{n_x} u' \cdot \sum_1^{n_x} v' \right) / n_x \right] \right]; \quad (3.35)$$

$$A_{l_{yx}} = \left[\tau / (2N_y) \sum_1^{2N_y} \left[\left(\sum_1^{n_y} u' \cdot \sum_1^{n_y} v' \right) / n_y \right] \right]; \quad (3.36)$$

где n_x и n_y — число членов в каждой группе составляющих отклонений величин u' и v' соответственно; $2N_x$ и $2N_y$ — число групп по знаку пульсаций u' и v' .

На основании вычисленных значений коэффициента A_l можно составить уравнение эллипса обмена для случая, когда его центр совпадает с началом системы координат:

$$A_x x^2 + 2A_{xy=yx} xy + A_y y^2 = 1. \quad (3.37)$$



Максимальные значения коэффициента горизонтальной турбулентной вязкости соответствуют малым осям, а минимальные — большим осям эллипса.

Многие научные учреждения, которые занимаются изучением турбулентности течений, располагают хорошо отлаженными программами для обработки записей течений на ЭЦВМ. Использование ЭЦВМ существенно снижает трудоемкость обработки материалов наблюдений, а также обеспечивает оперативность самого процесса обработки. Результаты расчета коэффициента горизонтальной турбулентной вязкости методом Эртеля и построения соответствующих эллипсов для одного из створов прол. Узу-

Рис. 3.14. Эллипсы обмена и значения коэффициентов горизонтальной турбулентности вязкости в прол. Узунарал оз. Балхаш (данные регистрации течений приборами БПВ-2).

нарал на оз. Балхаш показаны на рис. 3.14. Коэффициент A_{lx} в рассматриваемых примерах изменялся от 0,37 до $0,45 \cdot 10^6$ см²/с, а коэффициент A_{ly} — от $46,0 \cdot 10^6$ до $88,5 \cdot 10^6$ см²/с. Наибольшие значения коэффициентов вязкости в этих примерах соответствуют направлениям малых осей эллипсов (ориентированных вдоль берега) и достигают 10^8 см²/с, а наибольшие, равные около $0,5 \cdot 10^6$ см²/с, соответствуют направлениям больших осей эллипсов, т. е. ориентированы примерно по нормали к линии берега.

В некоторых случаях для оценки коэффициентов горизонтальной турбулентной вязкости удобно пользоваться методом Хессельберга [5, 50], в котором выражения для A_{lx} и A_{ly} представляются в виде:

$$A_{lx} = \rho_{ж} \bar{\tau} \overline{(u')^2} / 4; \quad (3.38)$$

$$A_{ly} = \rho_{ж} \bar{\tau} \overline{(v')^2} / 4, \quad (3.39)$$

где $\bar{\tau}$ — средний период турбулентных пульсаций течения; $\overline{(u')^2}$ и $\overline{(v')^2}$ — осредненные значения квадратов пульсационных отклонений составляющих скорости.

С помощью метода Хессельберга некоторые исследователи [50] получили вполне приемлемые результаты.

Достаточно точные результаты оценок коэффициентов горизонтальной турбулентной вязкости по данным авиасъемок поплавков можно получить с помощью выражения, основанного на решении уравнения диффузии Ричардсона и имеющего весьма простой вид, аналогичный виду уравнения (3.19), т. е.

$$A_{xy} = (\Delta l)^2 / (2 \Delta t), \quad (3.40)$$

где Δl — изменение расстояния между рассматриваемыми поплавками за промежуток времени Δt .

Этот метод использовался для изучения горизонтальной турбулентности в морях [124, 135], заливах [127, 196] и озерах. Такие же исследования были проведены на оз. Балхаш преимущественно при слабом ветре (2—4 м/с), но при действии сейшевых течений со скоростью 10—20 см/с. Коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости при указанных условиях и временных масштабах явления порядка нескольких десятков минут и размерах в плане порядка 0,1—2,0 км изменялся преимущественно от 10^3 до 10^4 см²/с, т. е. был примерно на два-три порядка меньше, чем по приведенным выше данным БПВ за периоды действия ветров средней силы (5—7 м/с) при скорости течения 20—50 см/с для временных масштабов явления от нескольких часов до нескольких десятков часов.

При решении инженерных задач, связанных, например, с оценкой разбавления сточных вод, в условиях полного отсутствия или ограниченности данных наблюдений за течениями коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости приходится определять с помощью эмпирических зависимостей или даже оценивать грубо приближенно по аналогии с другими водоемами. Так, В. И. Верболовым [23, 24] по данным наблюдений на оз. Байкал получена зависимость коэффициента A_l (см²/с) от масштаба явления l (см) в виде

$$A_l = 0,024 l^{4/3}. \quad (3.41)$$

С. Г. Тушинским [196], по данным наблюдений на Можайском водохранилище при горизонтальных масштабах явления от 150 до 1200 м, зависимость представлена в виде

$$A_l = 19 \cdot 10^{-3} l^{4/3}. \quad (3.42)$$

Л. П. Алексеев [5] использовал данные регистрации течений приборам БПВ-2 в зонах ограниченной глубины на оз. Байкал и представил величину A_l (м²/с) в функции осредненной скорости v (м/с) за несколько суток или одни сутки в виде

$$A_l = 100v^2 \sqrt{H/g}, \quad (3.43)$$

где H — средняя глубина на рассматриваемом участке водоема, м;
 g — ускорение свободного падения, м/с².

Расчеты с использованием имеющихся зависимостей [127, 196] показали, что при увеличении горизонтальных масштабов явления l от 10^2 до 10^6 см коэффициент A_l увеличивается от 10^2 до 10^5 см²/с и даже до 10^6 см²/с. При горизонтальных масштабах динамических явлений, достигающих 10^7 — 10^8 см, коэффициент A_l , по результатам исследований в морях и океанах, может составлять 10^6 — 10^8 см²/с [10, 124]. Следовательно, приведенные выше значения A_l по данным исследований в оз. Балхаш весьма близки к значениям A_l , полученным в океанах и морях. В целом полученные на оз. Балхаш значения A_l превышают диапазон изменения A_l на других крупных озерах, что обусловлено, по-видимому, значительной изменчивостью направлений и преобладанием значительной (до 0,8—1,2 м/с) скорости течений в районе измерений.

ВЕТРОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ И СТАБИЛИЗАЦИИ

4.1. Совершенствование представлений о развитии ветровых течений

Исследователи уже давно обращали внимание на изменения скорости дрейфового течения в процессе нарастания скорости ветра. Первые попытки разработать теорию развития ветрового течения и сгонно-нагонных явлений глубоководного моря, как отмечается в работах [9, 226], принадлежат Экману. В начале 30-х годов этот же вопрос рассматривался Джефрисом, а позднее — академиком Л. С. Лайбензоном [105].

Применительно к мелководным водоемам процесс развития ветрового течения при сгонно-нагонных колебаниях уровня рассмотрен Н. А. Багровым [9] путем решения уравнения движения жидкости в условиях ее прилипания ($v=0$ при $z=H$). Он получил весьма интересные результаты, показывающие, что развитие ветрового течения сопровождается периодически меняющимися по направлению и скорости течениями сейшевого типа, возникающими в результате сгонно-нагонных колебаний уровня. По мере затухания сгонно-нагонных колебаний уровня под действием силы трения ветровое течение приобретает черты квазиустановившегося процесса. В квазиустановившемся ветровом течении примерно верхнюю треть глубины охватывает дрейфовое течение, направление которого совпадает с направлением вызвавшего его ветра, а в нижних двух третях глубины наблюдается компенсационное течение встречного направления.

Результаты, полученные Багровым для схематизированного водоема, имеющего размеры Азовского моря (без Таганрогского залива), представлены на рис. 4.1.

Важные сведения о развитии дрейфовых и градиентно-конвективных течений в бароклинном море получены П. С. Линейкиным [106] путем совместного решения уравнений движения, неразрывности и плотностной диффузии. Установлено, в частности, что продолжительность периода нарастания поверхностной скорости дрейфового течения составляет около 20 ч, а продолжительность нарастания скорости градиентно-конвективного течения, охватывающего толщу воды до 1000—1200 м, — около 80—120 ч.

Обширные расчеты развития течения на ЭВЦМ выполнены Н. А. Давтян [39] для ряда схематизированных водоемов с использованием метода А. В. Караушева. Результаты одного из расчетов развития ветрового течения в схематизированном водоеме

с размерами оз. Байкал представлены на рис. 4.2. Они показывают, в частности, что при ветре скоростью 10,5 м/с продолжительность развития ветрового течения в оз. Байкал ($H_{\text{ср}}=750$ м, $L=680$ км) составляет 60—110 ч. В водоеме глубиной 10 м и длиной 50 км течение достигает квазиставившегося состояния, по данным этого автора, через 7 ч.

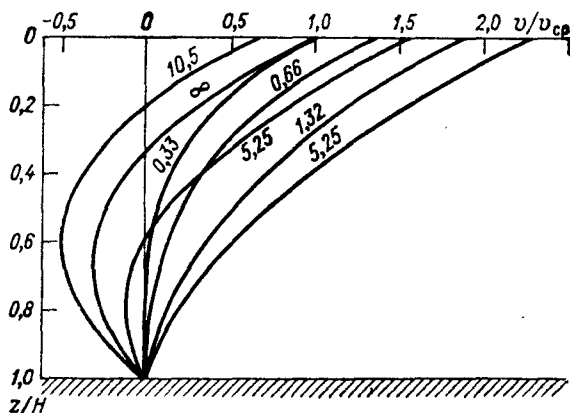


Рис. 4.1. Изменение распределения относительных значений скорости и направления развивающегося ветрового течения в мелководном водоеме [9].

У кривых — время t от момента появления ветра.

При сопоставлении рис. 4.1 и 4.2 отчетливо видны различия в распределении по вертикали скорости развивающегося ветрового течения, обусловленные принятием различных граничных условий: условия прилипания в методе Багрова и условия скольжения в методе Караушева.

Экспериментальные исследования ветровых течений впервые проводились, по-видимому, Р. Н. Ивановым [55] в кольцевом канале. Скорость течения в этих исследованиях измерялась с помощью поверхностных и глубинных поплавков шаровидной и крестообразной формы, а также по движению окрашенной жидкости. Развитие течения этот автор иллюстрирует всего одним графиком, показывающим, что при глубине наполнения канала 2,4 м и скорости воздушного потока 13,5 м/с продолжительность нарастания скорости в поверхностном слое составляет около 15 мин.

По данным измерений в прибрежной зоне моря, Р. Н. Иванов и А. Д. Богданова получили продолжительность развития ветрового течения равной 6 ч [57].

Натурные наблюдения за развитием ветровых течений проводились силами экспедиционных групп ГГИ на различных водных объектах в период с 1959 по 1978 г. Однако наиболее детальные и надежные сведения об этом явлении получены путем лаборатор-

ных исследований. Результаты исследований структуры развивающихся течений рассмотрены в гл. 2, ниже приводится часть сведений об изменении характеристик развивающихся течений.

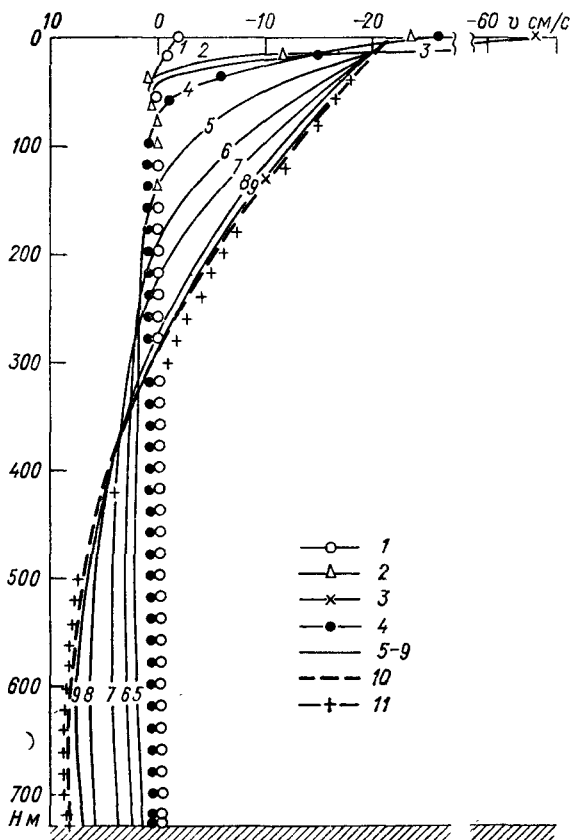


Рис. 4.2. Изменение распределения скорости и направления развивающегося ветрового течения в глубоководном водоеме (расчеты Н. А. Давтян [39] по методу А. В. Караушева).

Время от начала действия ветра: 1 — 1,33 ч, 2 — 2,33 ч, 3 — 3,38 ч, 4 — 6 ч, 5 — 10 ч, 6 — 15 ч, 7 — 20 ч, 8 — 30 ч, 9 — 40 ч, 10 — 50 ч, 11 — 60 ч.

4.2. Проникновение развивающегося ветрового течения в глубину

Одной из количественных характеристик развития ветрового течения, представляющих научный и практический интерес, является увеличение во времени слоя воды, охваченного дрейфовым течением. Сведения по этому вопросу получены в аэрогидравли-

ческих лотках русловой лаборатории ГГИ по материалам кино-съемок потока, визуализированного частицами нейтральной плавучести [174].

При производстве экспериментов синхронно с регистрацией движения частиц нейтральной плавучести осуществлялась регистрация элементов ветровых волн. Данные таких экспериментов подтвердили выводы, полученные по материалам исследований вихревой структуры развивающегося течения, о плавном увеличении толщины слоя, охваченного дрейфовым течением, при наличии гладкой водной поверхности и о резком ее увеличении с момента возникновения волн. Это явление отмечалось во всех экспериментах независимо от скорости воздушного потока над водной поверхностью. По мере приближения волнения к установившейся стадии проникновение дрейфового течения в глубину замедлялось, а затем прекращалось совсем. Однако и в условиях установившегося волнения граница между дрейфовым и компенсационным течениями нередко испытывала вертикальные колебания под влиянием вихревых образований. Если оси вихревых образований размещались несколько ниже достигнутого к данному моменту положению границы раздела, то происходило заглубление нижней границы дрейфового течения, в противоположном случае она приближалась к поверхности воды.

В качестве примера на рис. 4.3 жирной линией изображен ход осредненного, а штриховой — предельного положения нижней границы дрейфового течения в поле съемки, размеры которого вдоль осевой плоскости лотка были примерно равны общей глубине потока. Колебания нижней границы дрейфового течения увеличивались в случаях увеличения размеров вихревых образований и при наложении развивающегося ветрового течения на остаточное течение.

Экспериментами установлено, что заглубление нижней границы дрейфового течения на начальных стадиях его развития не зависит от того, какой вид ветрового течения сформируется на конечной стадии процесса — однонаправленное или разнонаправленное по глубине. Различие в ходе процессов развития появляется в момент, когда в первом из названных видов течения влияние компенсационного переноса волн на дрейфовое течение начинает уменьшаться и затем полностью прекращается, а во втором виде течения его влияние продолжает возрастать и, следовательно, замедляет нарастание скорости дрейфового течения в связи с увеличивающимися потерями энергии потока на внутреннее трение. Последнее приводит к тому, что приращение скорости за одинаковые промежутки времени у формирующегося однонаправленного течения оказывается больше, чем у формирующегося разнонаправленного по глубине течения. Поэтому для формирования большего по скорости (в 2—4 раза) установившегося однонаправленного течения при одинаковой скорости ветра и равных прочих условиях требуется примерно столько же времени, сколько и для формирования меньшего по скорости установившегося разнонаправлен-

ного по глубине ветрового течения. В экспериментах со слабым ветром и волнами на глубокой воде ($H/\bar{\lambda} \gg 0,5$), продолжительность развития течения превышала время нарастания волнения в 3—5 раз, а в экспериментах с сильным ветром продолжительность этих процессов оказывалась одинаковой.

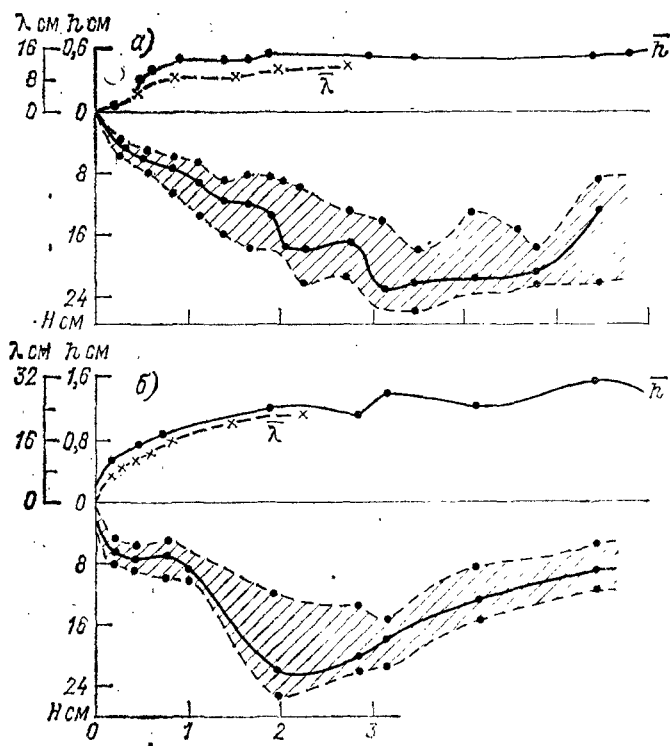


Рис. 4.3. Изменение во времени положения границы раздела между дрейфовым и компенсационным течениями в процессе развития при разной скорости ветра (аэрогидравлический лоток размерами $100 \times 1,2 \times 1,0$ м, $H = 0,55$ м).
Значения W_{10} : а — 2,4 м/с, б — 3,9 м/с.

Наличие пленки окисления и загрязняющие вещества на водной поверхности препятствовали появлению ветровых волн и замедляли процесс их нарастания, в связи с чем различия продолжительности нарастания волнения и течений уменьшались даже в условиях волн на глубокой воде.

4.3. Изменение распределения по вертикали скорости развивающегося ветрового течения

Отмеченные выше особенности развития ветровых течений хорошо прослеживаются по изменению эпюр скорости. При разви-

тии разнонаправленного по глубине ветрового течения практически одновременно с возникновением в верхнем слое дрейфового течения у дна обнаруживается компенсационное течение (рис. 4.4 а). Дальнейшее нарастание этого течения происходит почти синхронно с нарастанием дрейфового течения, причем верхняя граница компенсационного течения постепенно смещается по

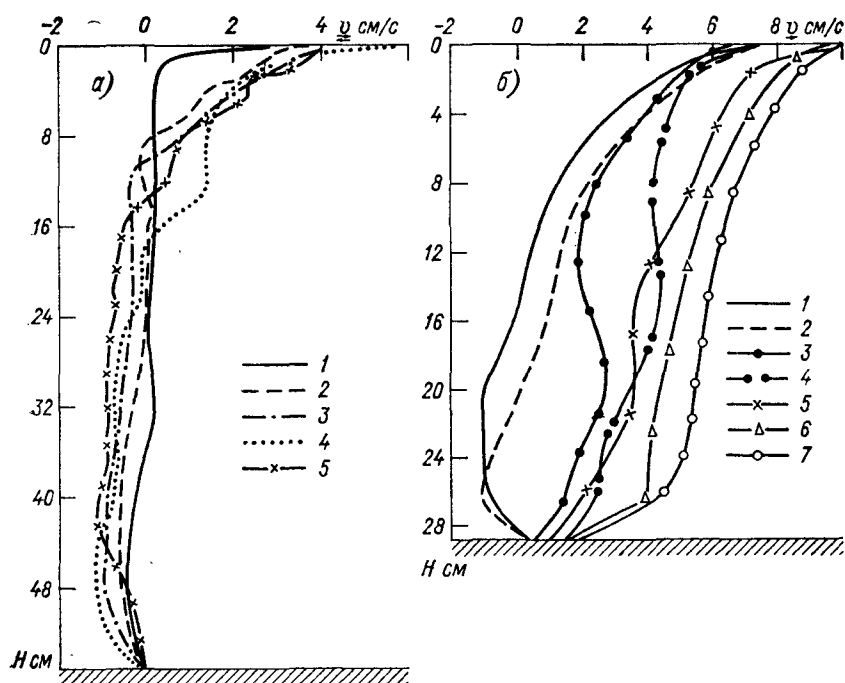


Рис. 4.4. Изменение во времени распределения по вертикали скорости развивающегося по глубине ветрового течения.

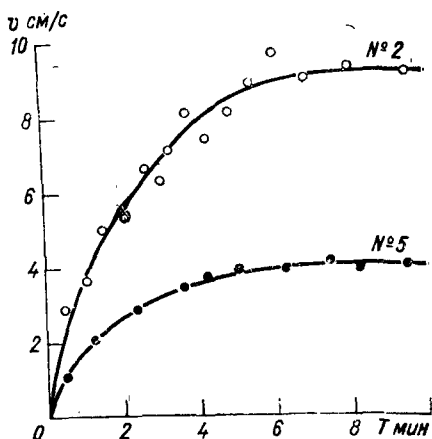
а — разнонаправленное течение, аэрогидравлический лоток $100 \times 1,2 \times 1,0$ м, $H=0,55$ м; б — однонаправленное течение, аэрогидравлический лоток $30 \times 0,6 \times 2,0$ (0,8) м, $H=0,29$ м, $W_{10}=6,5$ м/с; время от начала действия ветра: а) 1—4—16 с, 2—44—58 с, 3—86—96 с, 4—164—180 с, 5—322—333 с; б) 1—1,2 мин, 2—2,0 мин, 3—3,6 мин, 4—5,0 мин, 5—6,7 мин, 6—7,5 мин, 7—>10 мин.

вертикали в сторону поверхности воды, а нижняя граница дрейфового течения — по направлению ко дну. Скорость дрейфового течения в верхнем слое нередко достигает скорости установившегося течения в 5—10 раз быстрее, чем средняя скорость на вертикали.

Развитие однонаправленного по глубине ветрового течения на начальной стадии процесса сопровождается резким увеличением скорости в верхнем слое и появлением обратного переноса вод, как отмечено выше, в глубинных слоях (рис. 4.4 б). По мере дальнейшего увеличения скорости прямого переносного течения компенсационный перенос вод постепенно уменьшается, а затем пол-

ностью прекращается. В верхней части потока при этом происходит постепенное уменьшение градиента скорости по глубине, а в придонном слое — его увеличение (рис. 4.4 б). Распределение

Рис. 4.5. Изменение во времени средней на вертикали скорости развивающегося однонаправленного по глубине ветрового течения (аэрогидравлический лоток $30 \times 0,6 \times 2,0$ (0,8) м).
№ 2: $H=0,09$ м, $W_{10}=6,9$ м/с; № 5: $H=0,29$ м, $W_{10}=4,0$ м/с.



по глубине скорости развивающегося течения обычно выражается недостаточно плавными эпюрами. Плавно изменяется во времени средняя в пределах вертикали скорость развивающегося течения,

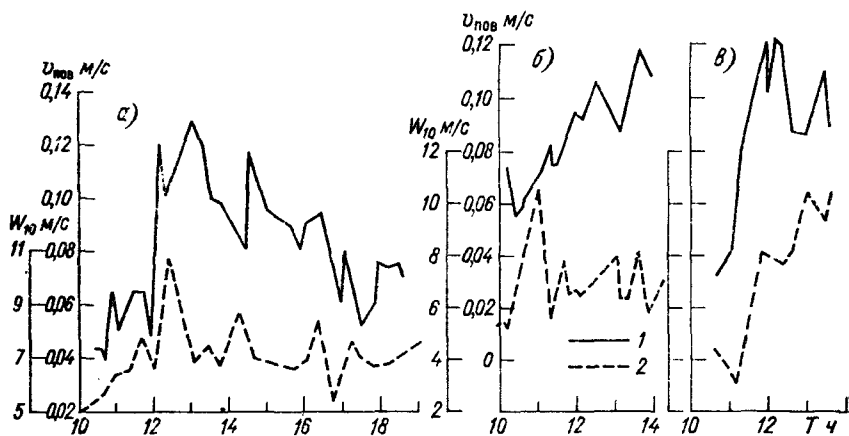


Рис. 4.6. Изменение во времени скорости поверхностного течения (1) и скорости ветра (2) над водной поверхностью.

а, б — оз. Большое Симгаинское соответственно 28 сентября 1967 г. и 2 июля 1968 г.; в — Каховское водохранилище 29 августа 1968 г.

что видно на рис. 4.5, где представлены результаты двух экспериментов.

Сведения о развитии ветровых течений, полученные по материалам лабораторных исследований, подтверждаются данными на-

турных наблюдений. По данным наблюдений на Кайраккумском и Каховском водохранилищах, а также на оз. Большом Симегаинском, установлено, в частности, что различие ветрового течения в верхнем слое (0,1—0,2 м) следует практически за нарастанием скорости ветра (рис. 4.6). Развитие ветрового течения в глубин-

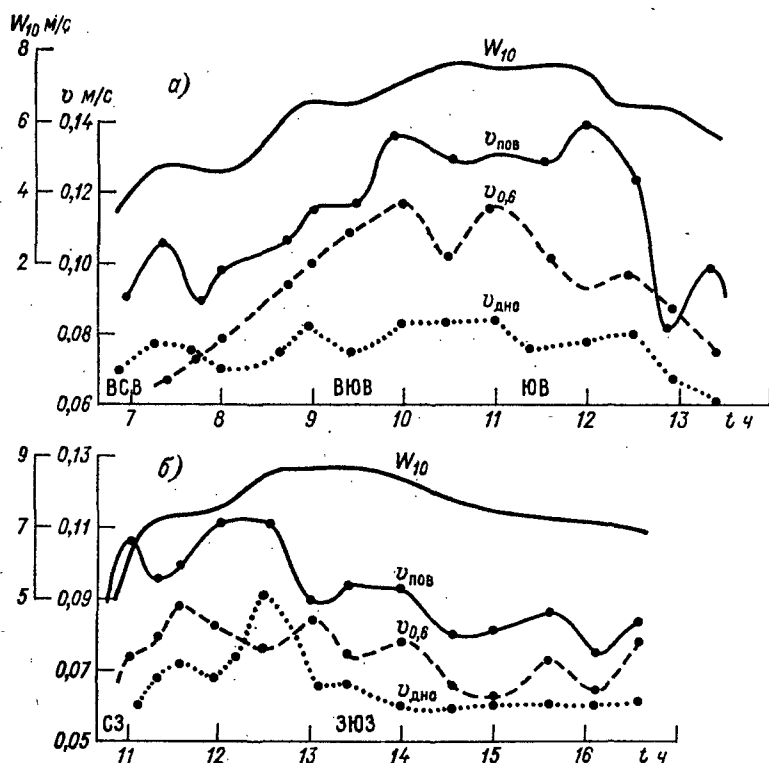


Рис. 4.7. Изменение во времени скорости развивающегося ветрового течения на различных горизонтах прибрежной зоны Кайраккумского водохранилища.

а — ветер направлен в сторону ГЭС, 11 августа 1961 г.; б — ветер направлен от ГЭС, 28 августа 1961 г.

ных и придонных слоях отстает от развития поверхностного течения и тем больше, чем больше глубина водоема и резче нарастает скорость штормового ветра (рис. 4.7). Эти сведения получены в прибрежной зоне, на вертикалях с глубиной 3—5 м. Детальных сведений о ходе развития течений в глубоководных зонах и особенно на значительном удалении от берега в рамках рассматриваемой работы получить не удалось.

4.4. Изменение во времени средней скорости развивающегося ветрового течения

Обобщенные характеристики процесса развития течений получены по данным об изменении средних по вертикали скоростей или элементарных расходов q . Эти данные выражены в безразмерном виде и представлены на рис. 4.8 в виде зависимости

$$q_i/q_y = f(T_i/T_y), \quad (4.1)$$

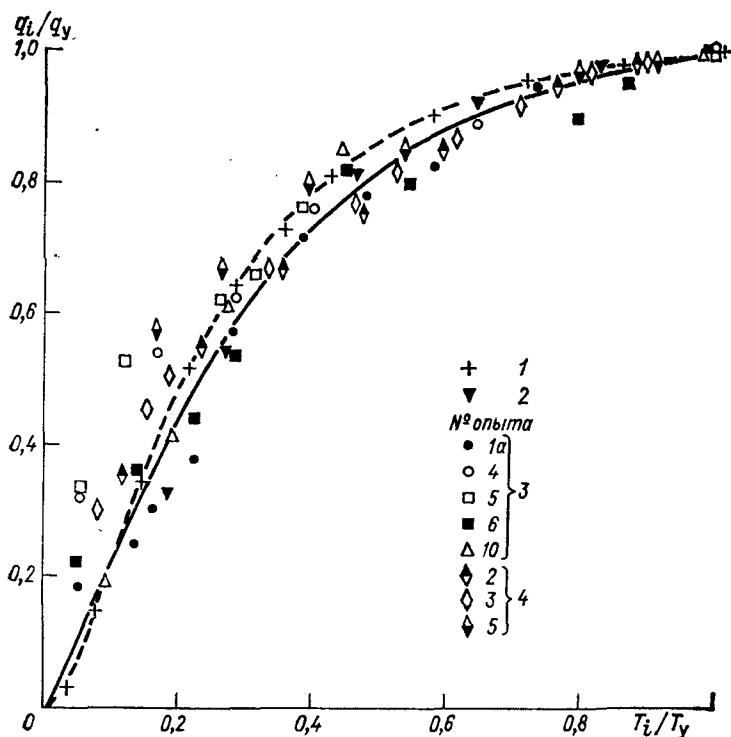


Рис. 4.8. Зависимость относительных элементарных расходов ветрового течения q_i/q_y от относительного времени развития T_i/T_y .

1 — расчеты Н. А. Давтян; 2 — измерения на Кайраккумском водохранилище; эксперименты в лотках: 3 — $100 \times 1,2 \times 1,0$ м; 4 — $30 \times 0,6 \times 0,5$ м.

где q_i — элементарный расход через вертикаль в момент T_i , а q_y — элементарный расход при квазиустановившейся стадии развития течения T_y .

Из рис. 4.8 видно, что ход нарастания скорости ветрового течения существенно изменяется во времени. К моменту $T \approx 0,5 T_y$ средний элементарный расход (или средняя скорость) достигает примерно 80 % расхода (или средней скорости) квазиустановив-

шегося течения. По мере дальнейшего увеличения продолжительности действия ветра развитие течения замедляется все больше и больше, приобретая типично экспоненциальный характер. Последнее обстоятельство заметно затрудняет определение значений T_y и является, по-видимому, одной из причин некоторого разброса точек на рис. 4.8. На этот рисунок, кроме эмпирических данных, нанесены точки, полученные на основании расчета развития ветрового течения, выполненного Давтян [39] методом Караушева. Расчетные точки удовлетворительно согласуются с данными натурных наблюдений и лабораторных исследований, что можно рассматривать как дополнительное свидетельство достоверности полученных нами материалов по развитию ветрового течения.

Осредняющая эмпирическая кривая с достаточной для практических целей точностью аппроксимируется аналитическим выражением

$$q_i/q_y = 1 - (1 - T_i/T_y)^{2,5}. \quad (4.2)$$

Методы определения продолжительности развития течения T_y и элементарных расходов установившегося течения q_y рассматриваются ниже.

4.5. Продолжительность развития ветрового течения

Продолжительность развития ветрового течения в морях с глубиной до нескольких сотен метров составляет, по оценкам П. С. Линейкина [106] и А. И. Фельзенбаума [200], несколько суток. В работе [148] продолжительность периода развития течения для прибрежной зоны моря принимается равной продолжительности развития ветрового волнения.

Во внутренних водоемах в условиях небольшой глубины при плавном нарастании ветра отмечается удовлетворительная согласованность хода развития ветрового течения и волнения [176]. Синхронность этих процессов нарушается по мере увеличения глубины водоемов.

Для полного развития ветрового течения в отличие от волнения необходимо, чтобы вся водная масса водоема пришла в движение в соответствии с поступлением энергии ветра и потерями энергии на трение в водной толще. Поэтому при одинаковой скорости ветра и прочих равных условиях продолжительность развития ветрового течения будет больше в том из водоемов, в котором больше глубина, а время нарастания волнения в этих водоемах будет примерно одинаковым. Это обстоятельство можно подтвердить примером. Продолжительность развития ветрового течения, например, в оз. Байкал ($H_{cp} = 730$ м) при ветре скоростью 10,5 м/с, согласно упомянутым выше расчетам [39], составляет 60—110 ч, а продолжительность развития волнения для центрального створа, по данным работы [100], около 18 ч.

Во внутренних водоемах и на лабораторных установках отмечается также несоответствие между продолжительностью развития ветрового течения и продолжительностью формирования сгонно-нагонного уровня практически при любой скорости ветра. Это обусловлено тем, что за некоторый начальный период развития ветрового течения в верхнем слое переносится такое количество воды, которое оказывается вполне достаточным для формирования сгонно-нагонного профиля уровня, соответствующего силе касательного напряжения ветра и общим потерям энергии на трение. Продолжительность развития ветрового нагона на лабораторных установках в условиях отчетливо выраженной мелководности во-

доема ($H/\bar{\lambda} < 0,5$) примерно равна продолжительности развития ветрового течения. В условиях действия волн на глубокой воде, например при $H/\bar{\lambda} \approx 3 \dots 5$, продолжительность полного развития течения обычно превышает продолжительность стабилизации сгонно-нагонного уровня в несколько раз.

Продолжительность развития ветрового течения может быть принята зависящей от следующих определяющих факторов: скорости ветра W и скорости ветрового течения v , размера в плане (L) и глубины (H) водоема, плотности воды ($\rho_{\text{ж}}$) и воздуха ($\rho_{\text{а}}$). Если в качестве характеристик течения использовать элементарный расход воды через вертикаль q , равный произведению $v_{\text{ср}} H$, и учесть постоянство отношения $\rho_{\text{ж}}/\rho_{\text{а}}$, то число определяющих факторов можно сократить до четырех:

$$f(T, q, W, L) = 0. \quad (4.3)$$

Для отыскания безразмерных критериев связи между определяющими факторами воспользуемся π -теоремой [176]. Согласно ей, из четырех параметров можно составить два основных и два вспомогательных критерия:

основные:

$$\pi_1 = WT/L; \quad (4.4)$$

$$\pi_2 = q/(WL); \quad (4.5)$$

вспомогательные:

$$\pi_3 = qT/L^2; \quad (4.6)$$

$$\pi_4 = q/(TW). \quad (4.7)$$

Будем искать связь между основными критериями. В общем виде эту связь можно представить следующим образом:

$$WT/L = m [q/(WL)]^n. \quad (4.8)$$

Для установления зависимости T от определяющих факторов А. С. Судольским [176] использованы данные экспериментов на лабораторных установках (16 значений), данные по Кайраккумскому водохранилищу (7 значений) и данные расчетов Давтян

методом Караушева для оз. Байкал и схематизированных водоемов с глубиной 50—100 м (5 значений). Данные измерений и расчетов расположились на логарифмической клетчатке вдоль прямой под углом 45° к осям координат (рис. 4.9). На этом основании выражение (4.8) можно упростить и представить в виде

$$T = mq/W^2. \quad (4.9)$$

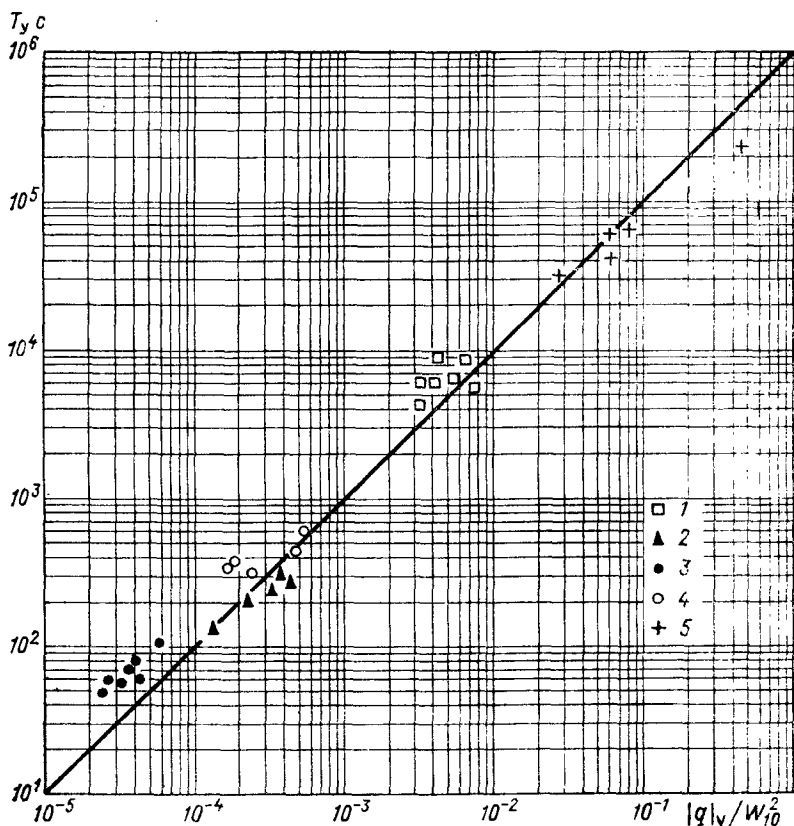


Рис. 4.9. Зависимость продолжительности полного развития ветрового течения T_y от отношения $|q|_y / W_{10}^2$.

1 — измерения на Кайраккумском водохранилище; эксперименты в лотках: 2 — $100 \times 1,2 \times 1,0$ м, $H=0,55$ м; 3 — $30 \times 0,6 \times 0,5$ м, $H=0,30$ м; 4 — $30 \times 0,6 \times 2,0$ м, $H=0,05 \dots 0,30$ м; 5 — расчеты Н. А. Давтян.

Таким образом, в отличие от принятого вначале предположения об определяющих факторах убеждаемся, что продолжительность развития ветрового течения прямо пропорциональна элементарному расходу воды, обратно пропорциональна квадрату скорости ветра и не зависит от размеров водоема в плане (если ветер одновременно действует над всей его акваторией).

Относительное среднее квадратическое отклонение данных натурных и лабораторных измерений продолжительности периода развития ветровых течений от осредняющей прямой составило 18 %. Наибольшее относительное отклонение равно 52 %. Эти отклонения представляются вполне приемлемыми для оценки столь сложного и малонизученного процесса, каким является развитие ветрового течения.

Зависимость T_y от определяющих факторов представлена в виде

$$T_y = 1,0 \cdot 10^6 v_{cp} H / W_{10}^2, \quad (4.10)$$

где T_y выражено в секундах, q_y — в квадратных метрах в 1 с заменено произведением $v_{cp} H$; W_{10} — в метрах в 1 с.

В случае разнонаправленного по глубине течения элементарный расход q_y принимается равным сумме абсолютных значений элементарных расходов дрейфового (q_d) и градиентного q_r течений, т. е.

$$q_y = |q_d| + |q_r|. \quad (4.11)$$

Если T_y выражается в часах, а остальные элементы зависимости (4.9) в указанных выше единицах, то постоянный коэффициент m оказывается равным 277.

4.6. Изменение скорости ветрового течения по пути разгона волн

На лабораторных установках ГГИ проведены эксперименты с целью выяснения вопроса об изменении скорости ветрового течения и общих характеристик движения воды с увеличением расстояния по направлению ветра и по направлению разгона волн. Эксперименты проводились в аэрогидравлических лотках длиной 30 и 40 м.

Регистрация скоростей течения в экспериментах осуществлялась методом киносъемки твердых частиц нейтральной плавучести, по движению окрашенной жидкости, вводившейся в поток специальными устройствами [185], или по движению твердых частиц, засекавшихся визуальным способом на фоне приставных координатных сеток, т. е. полуинструментально. Скорость течения определялась на четырех—шести вертикалях, а элементы волн (высота, длина и период) — на четырех—восьми вертикалях по длине лотка. При определении скорости течения по движению окрашенной жидкости и твердых частиц нейтральной плавучести измерения на каждой вертикали осуществлялись на шести—восьми горизонтах с многократным повторением. В связи с изменчивостью скорости во времени результаты таких измерений следует рассматривать как приближенные.

В разнонаправленном ветровом течении, как показали исследования, характеристики скорости практически не менялись с увеличением разгона волн. Так, на всех вертикалях получена примерно одинаковая поверхностная скорость дрейфового течения, одинаковые эпюры распределения скорости течения по вертикали и незначительные изменения осредненного положения границы

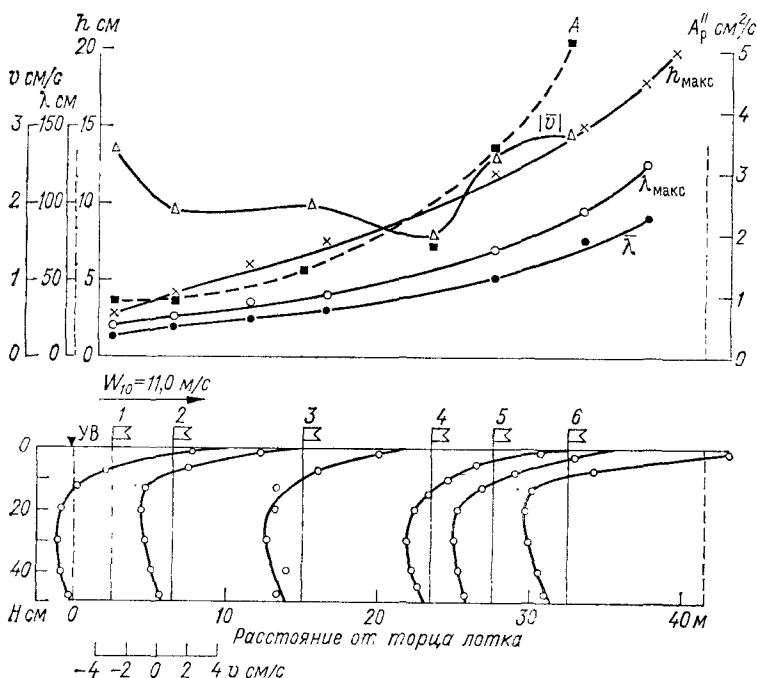


Рис. 4.10. Изменение вдоль оси лотка характеристик скорости, элементов волн и коэффициентов турбулентной вязкости в разнонаправленном по глубине ветровом течении.

раздела между дрейфовым и компенсационным течениями. Средние и наибольшие скорости компенсационного течения оказались близкими между собой, хотя в одном из экспериментов (рис. 4.10) отмечено некоторое увеличение скорости компенсационного течения по направлению от центральной части лотка к его наветренному и подветренному торцам. Наряду с этим, во всех экспериментах отчетливо проявлялось увеличение пульсаций скорости течения и турбулизации водной толщи в целом по направлению разгона ветровых волн, что видно по изменению на рис. 4.10 коэффициента вертикальной турбулентной вязкости.

Однонаправленные ветровые течения исследовались, как отмечалось выше, на установке, конструкцией которой предопределялось формирование под действием ветра циркуляции воды в горизонтальной плоскости [177].

Скорость поверхностного ветрового течения в пределах большей части длины лотка при каждой заданной в эксперименте скорости ветра оставалась примерно одинаковой. Незначительное местное увеличение поверхностной скорости наблюдалось у подветренного торца лотка, а местное уменьшение поверхностной скорости — у наветренного торца. Средняя на вертикали скорость ветрового течения также практически не менялась по длине лотка. Пульсации скоростей и турбулизация однонаправленного течения увеличивались по направлению разгона волн значительно меньше, чем в разнонаправленном по глубине ветровом течении.

Следует заметить, что и зарубежным исследователям не удалось выявить каких-либо определенных закономерностей изменения скорости ветровых течений на экспериментальных установках по пути разгона волн. Несмотря на это Джеймс [42], например, считает, что в океане скорость ветровых течений увеличивается с увеличением расстояния по направлению ветра и размеров волн. Существенный вклад в формирование ветровых течений этот автор приписывает процессу забурунивания гребней волн, считая, что «с каждым разрушением гребня значительное количество воды продвигается вперед».

Лабораторные исследования не подтверждают этих положений, особенно последнего.

4.7. Соотношение между скоростями ветрового течения и ветра

4.7.1. Исходные положения

Из множества методов оценки количественных характеристик ветровых течений наибольшее распространение получили методы, основанные на чисто эмпирических данных. В одном из таких методов скорость поверхностного течения выражается, следуя предложению Экмана, в зависимости от скорости ветра W и широты места φ , т. е.

$$v_{\text{пов}} = k_W W / \sqrt{\sin \varphi}. \quad (4.12)$$

Для отдельных районов моря, где широта места может быть принята постоянной, используются линейные зависимости $v_{\text{пов}}$ от W в виде

$$v_{\text{пов}} = k_W W. \quad (4.13)$$

Постоянный коэффициент k_W в формуле (4.12) обычно называют ветровым коэффициентом и принимают равным отношению скорости поверхностного течения к скорости ветра. Числовое значение k_W получают как среднее арифметическое из большого количества результатов произведенных в натуре измерений. В прак-

тике расчетов чаще всего скорость течения выражают в сантиметрах в 1 с, а скорость ветра — в метрах в 1 с, т. е. скорость течения представляют в процентах от скорости ветра. Знак процента (%) у значения ветрового коэффициента чаще всего опускают.

К настоящему времени накоплено огромное количество сведений о ветровом коэффициенте. По данным разовых измерений, коэффициент k_W может изменяться практически от нуля в начальные моменты развития ветрового течения до бесконечно больших значений в моменты резкого затухания ветра.

На отдельные и осредненные значения k_W заметное влияние могут оказывать такие факторы, как глубина водоема, направление берега относительно направления ветра и течения, удаленность пунктов измерения от берега, а также различия в методиках и используемых средствах измерений ветра и течений.

При анализе данных осуществлен пересчет измеренных значений скорости за прежние годы на новую международную шкалу, но не учтено влияние на получаемые результаты различной методики измерений и различий использовавшихся технических средств. Последние обстоятельства и явились, по-видимому, одной из основных причин расхождений значений рассматриваемых ниже ветровых коэффициентов.

Единство методики и использовавшихся технических средств обеспечивалось только в работах ГГИ, выполнявшихся в период с 1960 по 1983 г. на семи различных водоемах. Рассмотрим полученные результаты.

4.7.2. Ветровой коэффициент для прибрежных зон морей и океанов

Обработка данных многочисленных измерений течений в прибрежных зонах морей и океанов выполнялась ранее И. С. Ислямовым [62], А. И. Михалевским [123], Н. Н. Струйским [192], Д. М. Малининым [115], И. М. Соскиным [163], А. В. Смирновой [162], Н. А. Скриптуновым [157, 159]. Большинство этих авторов подвергли обработке и анализу от 1,2 тыс. до 8,5 тыс. измерений (табл. 4.1). Наибольшее количество данных наблюдений — около 100 тыс. — было собрано Малининым. Значения ветрового коэффициента, полученные перечисленными авторами, уточнены, как отмечено выше, путем пересчета скорости ветра на единую международную шкалу. Значения оказались весьма близкими между собой и изменяются преимущественно от 1,20 до 1,75, а предельные — от 0,74—1,09 (данные Смирновой) до 2,41 (данные Скриптунова) (табл. 4.1). В указанные пределы укладываются и данные многих зарубежных исследователей.

Осредненное значение ветрового коэффициента, по данным отечественных исследователей (23,5 тыс. наблюдений), оказалось равным 1,71 без учета широты места и 1,51 с учетом широты места.

Таким образом, приведенные в табл. 4.1 осредненные значения

Таблица 4.1

Уточненные¹ осредненные значения ветрового коэффициента в морях и заливах

Автор	Водный объект	Глубина на верт. кали, м	Способ измерения течения	Число измерений, тыс.	Ветровой коэффициент			Примечание
					$kW = \frac{v_{\text{пов}}}{W} \cdot 100$	$k\psi$	$\sqrt{\sin \varphi}$	
И. С. Ислямов	Балтийское море	9—15	ппл	1,45	1,82	1,66		Либавский маяк
А. И. Михалевский	Каспийское море	8,2	ппл	1,26	2,09	1,75		Главмайки
Н. Н. Струйский	"	3,6—11	ппл	4,83	1,48	1,20		Мелководье
Д. М. Малинин	Тихий океан, побережье	10—30	Шест	100,0	2,09	1,79		Побережье США
А. П. Морозов	Балтийское море	15	ппл	2,8	2,10	1,92		Прибрежная зона
И. М. Соскин	"	35	ппл	8,6	1,66	1,54		" "
А. В. Смирнова	Финский залив	20—22	ппл, верт.	3,2	0,92	0,86		" "
Н. А. Скриптунов	Каспийское море	4—5	ппл, верт.	1,8	2,84	2,41		Северное мелководье
В. В. Бетин	Финский залив	—	ппл	0,07	1,64	1,51		Южная часть
	Таллиннский залив	—	ппл, авиаметод	0,11	1,87	1,54		Весь залив
П. В. Пантелеев	Рижский залив	—	Авиаметод	0,06	1,68	1,54		Весь залив

Примечание. ппл — поплавки, верт. — вертушки.

¹ Путем перехода к международной шкале ветра.

ветрового коэффициента весьма близки к значениям, которые чаще всего приводятся в литературных источниках.

Рассмотрение изменений ветрового коэффициента в зависимости от направления ветра относительно линии берега и от глубины вертикали, на которой производилось измерение скорости течения, показало следующее. Средний ветровой коэффициент при вдольбереговых ветрах, по данным Морозова, равен 2,28, по данным Соскина — 1,95, а по данным Смирновой — 0,74, т. е. примерно в 3 раза меньше, чем по данным первого из авторов. При ветре, действующем по нормали к берегу, значения ветрового коэффициента, по данным этих авторов, оказались весьма близкими между собой и составили соответственно 1,28, 0,97 и 1,09 (табл. 4.1).

Ветровой коэффициент для вертикалей с малой (3,6—5,0 м) глубиной, по данным Струйского, составил 0,87, а по данным Скриптунова — 2,41.

В расчетном методе ГОИНа [148] ветровой коэффициент, в частности для прибрежных районов моря с глубиной до 40 м, изменяется в зависимости от направления ветра по отношению к линии берега и от глубины. Например, при уменьшении глубины с 30 до 8 м значение k_W увеличивается от 1,05 до 1,57 при действии ветров по нормали к линии берега со стороны моря и от 2,47 до 4,02 при вдольбереговых ветрах. Расчетом учитывается также отклонение направления течения от направления ветра под действием силы Кориолиса.

Методом ГОИНа можно пользоваться, по-видимому, и для расчетов скорости поверхностных ветровых течений в прибрежных зонах внутренних водоемов больших размеров. Это мнение высказано в нескольких работах [63, 149].

4.7.3. Ветровой коэффициент для морских заливов

Сведения о течениях в заливах, кроме рассмотренных данных А. В. Смирновой, имеются в работах В. В. Бетина и П. В. Пантелеева [14, 16]. Они получены способом аэрофотосъемки поверхностных поплавков и красителя (уранина) с использованием в качестве начальных точек отсчета заякоренных или относительно устойчивых (снабженных демпферами) буйков. Из многочисленных данных этих авторов по Финскому, Рижскому и Таллиннскому заливам Балтийского моря нами использованы для вычисления значений k_W лишь скорости течения, измеренные при скорости ветра более 3,0 м/с и при том только те, в которых направление течений отклонялось от направления ветра не более чем на 90°. Исключены также отдельные измерения, значения k_W по которым не укладывались в пределы $0,3 < k_W < 4,5$, в связи с влиянием на ветровые течения остаточных течений и течений, обусловленных сгонно-нагонными явлениями.

Вычисленные средние значения ветрового коэффициента по этим трем объектам (табл. 4.1) оказались близкими между собой

(1,51—1,72 с учетом широты места) и к значениям коэффициента, полученным для прибрежных зон моря.

4.7.4. Ветровой коэффициент для внутренних водоемов

Наиболее ранние сведения о течениях во внутренних водоемах приводятся в работах В. К. Давыдова [40] и А. В. Караушева [70], а обзор данных по течениям — в монографии Б. Д. Зайкова [51].

Большое количество данных натурных измерений ветровых течений получено Институтом (Лабораторией) озероведения АН СССР на Ладожском и Онежском озерах. Обобщение материалов этих наблюдений, выполненное А. Н. Охлопковой [138], показало, что ветровой коэффициент для относительно устойчивых течений открытой части Онежского озера изменяется от 1,30 до 3,95, а в среднем равен около 2,40, т. е. несколько превышает значения коэффициента, полученные по наблюдениям в прибрежных зонах морей и морских заливов.

С целью уточнения ветрового коэффициента в работе [172] использованы данные наблюдений, полученные на различных водных объектах экспедиционными группами ГГИ.

К анализу привлечены данные более 900 измерений. Значения ветрового коэффициента, вычисленные по ним, изменяются от 0,2 до 12.

Средний ветровой коэффициент, вычисленный без учета широты места и измерений при наличии влияния стоковых и компенсационных течений, для отдельных водоемов оказался равным: Кайраккумское водохранилище — 1,72, Каховское — 1,51, Горьковское — 1,70, оз. Большое Яровое — 1,42, оз. Большое Симагинское — 1,57, Ладожское озеро — 1,92 (табл. 4.2). Обобщенный средний ветровой коэффициент для поверхностного слоя (0,0—0,2 м), по наблюдениям на шести водоемах (с учетом случаев действия слабого глубинного противотечения на Каховском водохранилище), равен 1,75, а с учетом широты места измерения — 1,55, т. е. оказался близким к осредненным значениям, полученным для прибрежных зон морей и морских заливов.

Наряду с осредненными значениями, вычислены значения ветрового коэффициента, дифференцированные по скорости ветра при одинаковой или мало меняющейся глубине, а также при наличии и отсутствии глубинных противотечений. По данным поплавочных измерений на Кайраккумском и Горьковском водохранилищах получено уменьшение ветрового коэффициента с увеличением скорости ветра, что можно объяснить, по-видимому, возрастанием потерь энергии ветрового течения на внутреннее трение, происходящим в результате уменьшения относительной глубины $H/\bar{\lambda}$.

Ветровой коэффициент существенно зависит от того влияния, которое оказывают глубинные течения в водоемах на дрейфовые течения. В случаях совпадения направления дрейфового течения

с направлением слабого стокового течения на Кайраккумском водохранилище получены наибольшие осредненные значения ветрового коэффициента ($k_w = 1,95$), а при действии встречных глупинных течений (оз. Большое Симагинское) — наименьшие ($k_w = 0,89$).

Таблица 4.2

Число измерений ветровых течений (числитель) и средние значения ветрового коэффициента (знаменатель), полученные на водохранилищах и озерах при различной скорости ветра

Скорость ветра W_{10} м/с	Кайраккумское водохранилище	Горьковское водохранилище	оз. Большое Яровое	Каховское водохранилище	оз. Большое Симагинское	оз. Ладожское
3—5	—	9/1,83	—	18/1,61	57/1,84	164/1,94
5—7	43/1,86	34/1,75	18/1,27	5/1,64	92/1,23	118/2,02
7—9	60/1,68	7/1,34	4/1,56	5/1,34	40/1,04	24/1,31
9—11	71/1,66	—	8/1,62	3/0,97	5/0,69	—
11	29/1,72	—	4/1,54	—	—	—
3—15	203/1,72	50/1,70	34/1,42	31/1,51	194/1,35	406/1,92

4.8. Оценка влияния на поверхностное ветровое течение глубины и шероховатости дна водоема

Для выяснения влияния глубины места измерения на скорость поверхностного ветрового течения в работе [178] использованы материалы экспериментальных исследований разнонаправленных ветровых течений, полученные в аэрогидравлических лотках различных размеров с бетонным и стеклянным дном. Они показали, что результаты каждой серии экспериментов, проведенных при определенной глубине и шероховатости дна, располагаются на поллогарифмическом графике зависимости

$$v_{\text{пов}}/W_{10} = f(H/\bar{\lambda}, C) \quad (4.14)$$

в виде групп точек, по каждой из которых можно провести прямую, как показано на рис. 4.11.

Эти прямые примерно параллельны между собой, что позволяет аппроксимировать их одной аналитической зависимостью

$$v_{\text{пов}} = k_p [0,33 \lg H/\bar{\lambda} + (0,008C + 0,35)^3] W_{10}, \quad (4.15)$$

где k_p — коэффициент, равный $1,4 \cdot 10^{-2}$, если $v_{\text{пов}}$ и W_{10} выражены в метрах в 1 с, H и $\bar{\lambda}$ в метрах; C — коэффициент Шези.

Для определения коэффициента Шези C можно воспользоваться, например, формулой Маннинга в виде [73, 215]

$$C = H^{1/6}/n_{\text{ш}}. \quad (4.16)$$

Коэффициент шероховатости $n_{ш}$ целесообразно определять, по-видимому, по таблице М. Ф. Срибного [215] или другим аналогичным таблицам.

Экспериментальных данных об однонаправленных ветровых течениях получено недостаточно для построения зависимостей ветрового коэффициента от определяющих факторов. Однако при рав-

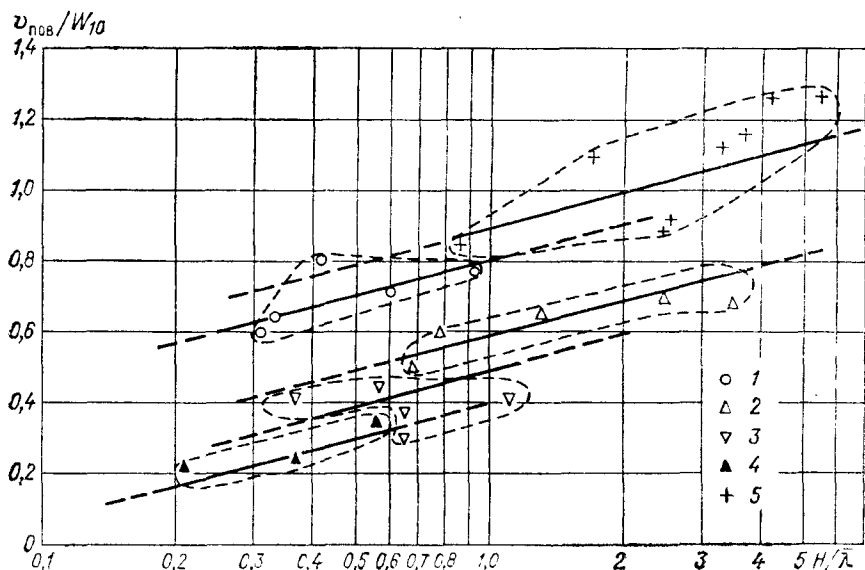


Рис. 4.11. Зависимость $v_{пов}/W_{10} = f(H/\bar{\lambda})$ по данным исследований разнонаправленных по глубине ветровых течений в аэрогидравлических лотках разных размеров.

1 — $8 \times 0,2 \times 0,2$ м, $H = 0,09$ м; лоток $30 \times 0,6 \times 0,5$ м; 2 — $H = 0,3$ м, 3 — $H = 0,15$ м, 4 — $H = 0,05$ м; 5 — $40 \times 1,2 \times 1,0$ м, $H = 0,5$ м.

ной глубине и одинаковой шероховатости дна ветровой коэффициент в условиях однонаправленных ветровых течений оказался в среднем в 3,0 раза больше, чем в условиях разнонаправленных течений. С учетом этого факта формула (4.15) для скорости однонаправленных ветровых течений (м/с) преобразована в вид

$$\underline{v_{пов}} = k_0 [0,11 \lg H/\bar{\lambda} + (0,008C + 0,35)^3] W_{10}, \quad (4.17)$$

где k_0 — коэффициент, равный $2,7 \cdot 10^{-2}$.

Формулы (4.15) и (4.17) позволяют существенно уточнить расчеты скорости поверхностных ветровых течений по сравнению с оценкой их по приведенным выше осредненным значениям ветрового коэффициента. Эти формулы можно также использовать для расчетов средней на вертикали скорости ветровых течений, но только в условиях ограниченной глубины и при учете коэффициента перехода от поверхностной к средней скорости.

4.9. Предельное проникновение ветрового течения в глубину

В морской инженерной практике предельное проникновение ветрового течения в глубину часто называют глубиной трения $H_{\text{тр}}$ и связывают, следуя предложениюм Экмана [42, 67], с динамическим коэффициентом турбулентной вязкости путем представления ее в виде

$$H_{\text{тр}} = \sqrt{\gamma_{\text{ж}} A / (\omega \sin \varphi)}, \quad (4.18)$$

где $\gamma_{\text{ж}}$ — удельный объем воды; A — коэффициент турбулентной вязкости; ω — угловая скорость вращения Земли, равная $7,29 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$; φ — широта места.

В. В. Шулейкиным [226] предложено выражение для определения $H_{\text{тр}}$ (м) в виде

$$H_{\text{тр}} = 7,6W / \sqrt{\sin \varphi}. \quad (4.19)$$

Принимая

$$v_{\text{пов}} = 0,0127W / \sqrt{\sin \varphi}, \quad (4.20)$$

а $\varphi = 45^\circ$, Шулейкин получил, что

$$H_{\text{тр}} = 600v_{\text{пов}}. \quad (4.21)$$

По Е. Г. Никифорову [131], постоянный коэффициент в формуле (4.21) равен 427 и отношение средней длины волны к $H_{\text{тр}}$ составляет 0,94. Равенство величины $H_{\text{тр}}$ средней длине ветровых волн принимается в расчетах Н. А. Лабзовского [101], В. А. Цикунова [213], С. А. Китайгородского [79], Б. А. Кагана [64, 65] и др.

К. А. Чекотилло [214] получил $H_{\text{тр}} = 0,4\bar{\lambda}$, что подтверждается, с его точки зрения, удовлетворительным совпадением этой глубины с наблюдаемой глубиной расположения слоя температурного скачка в океане.

По оценкам П. С. Линейкина [106], в бароклинном море в среднем $H_{\text{тр}} = 45$ м, но увеличивается с увеличением горизонтального турбулентного обмена и размеров акватории водоема. Градиентно-конвекционные течения проникают, по мнению этого автора, в среднем на глубину 1100 м.

Расчетами Д. М. Филиппова [204] установлено, в частности, что ветровые течения в центральных районах Черного моря охватывают слой до 100 м, а в прибрежных районах — до 1500 м.

З. Ф. Гуриковой [36] обнаружено сохранение некоторых характеристик структуры поверхностных течений в северной части Ти-

хого океана до глубины 500—600 м, а проникновение движения вод — до глубины 2000—3000 м.

Нижняя граница возбуждаемого ветром течения в северной части Атлантического океана располагается, по данным расчетов Л. М. Фомина [207], на глубине 1000—1500 м. Л. М. Фомин пришел к убеждению, что теоретически в море с однородной жидкостью ветровые течения могут охватывать всю толщу воды от поверхности до дна.

Решение задачи о проникновении квазиустановившегося ветрового течения в мелководном водоеме впервые было предложено В. Б. Штокманом [224]. В решении не учитывалось влияние силы Кориолиса, не накладывались ограничения на глубину водоемов и принимались некоторые допущения при назначении граничных условий. Несмотря на это, полученные им выводы оказались достаточно правдоподобными. Они показали, что в водоеме удлиненной формы ветровое течение, охватывающее всю толщу воды, прижимается к тому из берегов, вдоль которого действует ветер большей скорости, а компенсационное течение приурочено к противоположному берегу и так же, как и дрейфовое течение, охватывает всю толщу воды. Сопоставление результатов расчетов методом Штокмана с данными измерений, выполненное Г. В. Ржеплинским [146], показало удовлетворительное совпадение границы между дрейфовым и компенсационным течениями для нескольких створов Северного Каспия, где глубина достигала 200 м и в несколько раз превышала глубину трения, вычисленную, например, по формуле (4.21).

К. Н. Федоров пришел к выводу, что применение метода Штокмана для определения положения нулевой изотакхи по осевому створу оправдано только для водоемов с глубиной меньше 20 м.

Применительно к внутренним водоемам величину $H_{\text{тр}}$ определял Ксенеди [209], представляя ее как функцию коэффициента вертикальной турбулентной вязкости (для средних условий равного 10^{-2} м²/с) и параметра Кориолиса (равного 10^{-4} с⁻¹). Полученное им значение $H_{\text{тр}}$ оказалось равным 14 м.

Из этого краткого обзора видно большое различие полученных оценок предельного проникновения ветровых течений в глубину.

На основании исследований, выполненных в ГГИ в натуральных условиях, на гидравлических моделях внутренних водоемов и лотках, представляется очевидным, что эта характеристика может быть однозначной только в вытянутом прямоугольном бассейне при действии ветра вдоль продольной оси. В реальных водоемах простой и сложной формы при однородной плотности воды положение нижней границы дрейфового течения определяется сформированной в конкретных условиях циркуляцией вод, как показано в гл. 2, и обычно оказывается разной в разных местах водоема [176].

В отношении значений рассматриваемой характеристики в условиях стратификации вод во внутренних водоемах пока сказать

что-либо определенное затруднительно. Однако новые данные исследований свидетельствуют о проникновении ветровых течений в придонные слои в условиях выраженной стратификации вод даже в таком глубоководном озере, каким является Байкал [3, 23].

4.10. Отклонения направлений ветровых течений от направления ветра

Согласно теоретическим представлениям, вращение Земли должно отражаться на направлении течения вследствие действия силы Кориолиса. Действие этой силы на единицу массы обычно меньше, чем действие составляющей силы тяжести, обусловленной наличием уклона водной поверхности, меньше действующей силы трения и не достигает изменения количества движения. В умеренных и высоких широтах земной поверхности влияние силы Кориолиса, направленной по нормали к направлению потока, может достигать, по имеющимся оценкам [208, 209], 20 % каждой из перечисленных выше действующих сил. В связи с этим направление ветрового течения отклоняется от направления ветра по часовой стрелке в Северном полушарии и против часовой стрелки — в Южном полушарии. Угол отклонения течения составляет, согласно решениям Экмана [226], 45° в поверхностном слое и достигает 180° на глубине, равной глубине трения $H_{тр}$. Имеются решения, показывающие, что в море и океане угол между направлениями ветра и поверхностного течения составляет 25, 15,3 или 11° [209]. Некоторые исследователи считают, в частности, что с увеличением скорости ветра и связанного с ним коэффициента вертикальной турбулентной вязкости угол между направлением поверхностного течения и ветра уменьшается до нескольких градусов [209].

Не достигнуто единства взглядов по рассматриваемому вопросу и применительно к внутренним водоемам. Большинство исследователей придерживаются мнения, что во внутренних водоемах влияние отклоняющей силы вращения Земли на течения меньше, чем в морях и океанах. Так, А. Н. Охлопкова [165] пришла к выводу, что в Ладожском озере угол отклонения поверхностных течений от направления ветра обычно не достигает 45° . По обобщениям сведений о течениях в оз. Байкал установлено преобладание переноса вод, направленного вдоль берега [3, 24]. Переносы вод вдоль берега наблюдаются как в зонах с глубиной 10—70 м, так и в районах подводных склонов котловины озера, где глубина составляет 15—1000 м. Эти результаты наблюдений, очевидно, полностью подтверждают правомерность рассмотренных в гл. 2 схем ветровых течений в водоемах с простой формой котловины.

Теоретическому рассмотрению вопроса о влиянии вращения Земли на направление течений в оз. Байкал посвящена работа [32]. В ней доказывается, что течения в озере практически не испытывают действия силы Кориолиса.

По материалам изучения ветровых течений, полученным экспедиционными группами ГГИ на таких внутренних озерах, как Большое Яровое, Большое Симагинское, Белое, и на таких водохранилищах, как Кайраккумское, Каховское и Кременчугское, сделаны следующие выводы: течения в поверхностном слое обычно следуют по направлению ветра, но могут отклоняться мощными глубинными течениями (ветровыми компенсационными, стоковыми или сешевыми) на любой угол, вплоть до 180° .

В квазиустановившемся состоянии направление поверхностного течения в каждой конкретной части водоема определяется общей макроциркуляцией вод, обусловленной синоптической обстановкой над акваторией и морфологией котловины водоема.

Из этого краткого рассмотрения следует, что ветровые течения в мелководных внутренних водоемах обычно совсем не подвержены или подвержены очень мало влиянию силы Кориолиса.

4.11. Теоретические решения задачи о вертикальном распределении скорости ветровых течений

Существующие математические модели ветровых течений обычно включают решение задачи о распределении скорости по вертикали для наиболее простых условий. К числу оговариваемых простых условий относятся: водоем имеет вид длинного канала; ветер над водной поверхностью равномерен; плотность жидкости не меняется по вертикали.

Решения чаще всего основываются на рассмотрении дифференциального уравнения движения установившегося турбулентного потока, но различаются по условиям на границах водоема. В решении А. В. Караушева [73], например, скорость потока на дне принята равной некоторому конкретному значению, что соответствует так называемому условию скольжения потока. Результаты расчета распределения скорости по вертикали, полученные с использованием метода Караушева применительно к оз. Байкал, рассматриваются в работе [39] и частично представлены на рис. 4.2.

Широко известен метод расчета ветровых течений, разработанный В. Б. Штокманом [225], для условий прилипания потока (т. е. принятия скорости на дне равной нулю). Вертикальное распределение скорости и положение границы дрейфового течения в этом методе существенно изменяются в зависимости от принимаемого закона распределения коэффициента турбулентной вязкости, что отчетливо видно на рис. 4.12.

Влияние температурной стратификации и силы Кориолиса на вертикальное распределение скорости детально исследовано Б. Г. Вагером и В. В. Симоновым. Результаты расчетов показаны в работе [22] и на рис. 4.13.

Имеется несколько решений задачи о распределении скорости, полученных зарубежными исследователями.

Для мелководных водоемов Смит [209] представил распределение скорости в виде

$$v(z') = 5,75W_{CM} \lg(30z'/z_0), \quad (4.22)$$

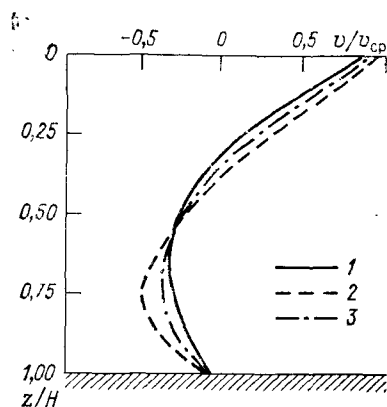


Рис. 4.12. Изменение распределения по вертикали скорости ветрового течения при различных законах распределения коэффициентов турбулентной вязкости [225].

1 — $A = \text{const}$; 2 — значения A уменьшаются линейно от поверхности воды до дна; 3 — $A_z = -A_{\text{пов}} \left(\frac{H-z}{H} \right)^{0,5}$.

где z' — расстояние по вертикали, отсчитанное от дна; z_0 — параметр шероховатости, принятый равным 10 мм.

Параметр W_{CM} вычисляется по выражению

$$W_{CM} = 0,4v_{\text{пов}}k^* \Delta \exp[-k^*(H - \Delta)], \quad (4.23)$$

где H — глубина водоема.

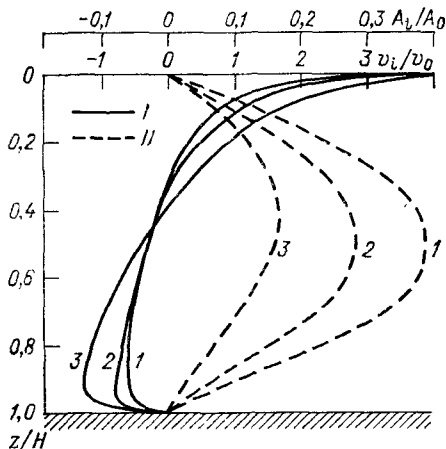


Рис. 4.13. Изменение распределения скорости ветрового течения по вертикали (v) при различных законах распределения коэффициентов турбулентной вязкости (W) и температуры воды (по Б. Г. Вагнеру и В. В. Симону).

1 — большая неустойчивость, 2 — средняя неустойчивость, 3 — нейтральная стратификация.

Параметр k^* является в свою очередь функцией широты места φ и скорости ветра W_{10} . Для $\varphi = 56^\circ$

$$k^* = 6W_{CM}^{-1,87}. \quad (4.24)$$

Толщина пограничного слоя Δ принимается равной

$$\Delta = 0,033W_{\text{см}}^{1,63}. \quad (4.25)$$

Эмпирические коэффициенты и параметры, входящие в формулы Смита, получены по материалам исследований.

4.12. Распределение скорости квазиустановившихся ветровых течений по данным экспериментов

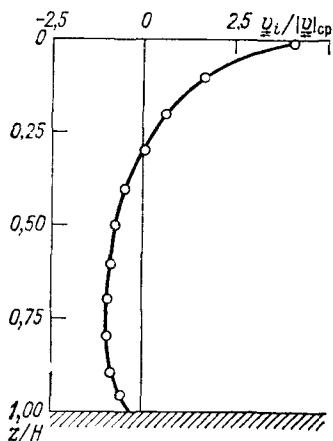
Распределение однонаправленных по глубине квазиустановившихся ветровых течений, по-видимому, впервые получено Р. Н. Ивановым [55] в кольцевом штормовом бассейне, а распределение разнонаправленных течений — Е. Г. Никифоровым и Г. Н. Трофимовым [132] по материалам лабораторных исследований в 9-метровом аэрогидравлическом лотке. Скорости течения, перечисленные автором, измеряли преимущественно поплавками, вертушками и по движению окрашенной жидкости, вводившейся в поток. В кольцевом штормовом бассейне по техническим причинам измерениями не охватывалась вся придонная толща потока (до 1,0 м надо дном).

В ГГИ для выяснения распределения скорости по вертикали использованы данные упоминавшихся в предыдущих главах экспериментов с одно- и разнонаправленными по глубине ветровыми течениями [174, 177].

По данным экспериментов с разнонаправленными по глубине ветровыми течениями получены преимущественно близкие по виду эпюры распределения осредненной скорости. Они характеризуются наиболее интенсивным уменьшением скорости дрейфового течения от поверхности до горизонта $(0,1 \dots 0,2)H$, а в некоторых экспериментах даже до точки перехода скорости через нуль, плавным увеличением скорости компенсационного течения с горизонта $(0,30 \dots 0,35)H$ до горизонта $(0,5 \dots 0,7)H$, наличием максимума скорости компенсационного течения на горизонте $(0,6 \dots 0,8)H$ и резким уменьшением скорости с горизонта $(0,90 \dots 0,95)H$ до дна. Это хорошо видно на обобщенной эпюре (рис. 4.14), составленной по данным 15 экспериментов, которые по относительной глубине укладываются в диапазон $1,0 \leq H/\bar{\lambda} \leq 6,0$. Незначительно отличаются от обобщенной (рис. 4.14) только те эпюры, которые получены по экспериментам с $H/\bar{\lambda} < 1,0$. Для них характерно некоторое смещение ко дну максимума скорости компенсационного течения.

Обобщенная эпюра скорости, полученная экспериментально, наиболее близка по виду к теоретической эпюре (кривая 2 на рис. 4.13), приведенной в работе [22] для условий средней устойчивости стратификации плотности. Кривая 3 на рис. 4.13, соответствующая в работе [22] условиям нейтральной стратификации плотности, наиболее близка к виду экспериментальных эпюр ско-

рости, полученных при $H/\bar{\lambda} \approx 0,3 \dots 0,5$. То обстоятельство, что обобщенная экспериментальная эпюра скорости, полученная в условиях нейтральной стратификации плотности, лучше согласуется с теоретической эпюрой, соответствующей условию средней неустойчивости, обусловлено, по нашему мнению, различиями в распределении по глубине вертикального коэффициента турбулентной вязкости. В теоретических расчетах, как это видно на рис. 4.13, эти коэффициенты уменьшаются от максимума на горизонте $(0,4 \dots 0,5)H$ до нуля на поверхности и на дне, а в экспериментах их распределение изменяется, как показано в гл. 3, с изменением



$H/\bar{\lambda}$, причем абсолютные значения коэффициента турбулентной вязкости в поверхностном слое больше, чем в придонном слое.

Поверхностная скорость ветрового течения уменьшается по сравнению со средней скоростью на вертикали,

Рис. 4.14. Обобщенная безразмерная эпюра скоростей разнонаправленного по глубине ветрового течения (данные лабораторных экспериментов).

по данным теоретических расчетов [22], с увеличением неустойчивости стратификации плотности, а по данным экспериментов, — с уменьшением $H/\bar{\lambda}$. Так, например, отношение $|v|_{\text{cp}}/v_{\text{пов}}$, по дан-

ным экспериментов, составляет 0,20—0,25 при $H/\bar{\lambda} \approx 3 \dots 5$ и 0,45—0,50 при $H/\bar{\lambda} \approx 0,3 \dots 0,5$. По данным всех экспериментов с разнонаправленными по глубине ветровыми течениями, средняя на вертикали абсолютная скорость связана с поверхностной скоростью приближенным соотношением

$$|v|_{\text{cp}} \approx 0,31 v_{\text{пов}}. \quad (4.26)$$

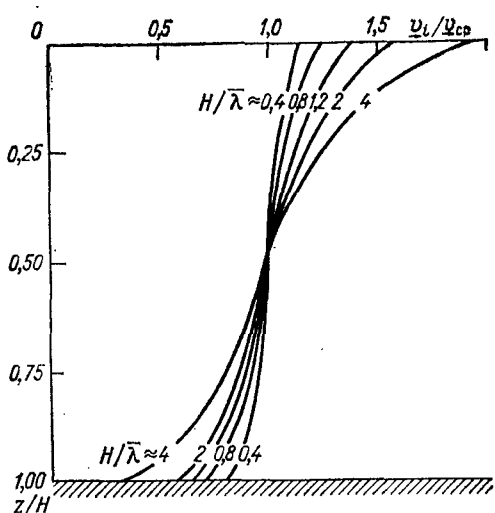
В однонаправленном по глубине ветровом течении вертикальное распределение скорости заметно изменяется с изменением скорости воздушного потока и основных элементов ветровых волн. С увеличением скорости воздушного потока и размеров ветровых волн происходит уменьшение вертикальных градиентов скорости течения практически по всей толще потока, за исключением придонного слоя, где скорость обычно увеличивается. Это обстоятельство отчетливо видно на безразмерных эпюрах скорости квази-

установившегося течения, построенных по данным экспериментов (рис. 4.15). Поскольку для построения этих эпюр использовано сравнительно небольшое число экспериментов, то они имеют в определенной мере иллюстративный характер. Однако при отсутствии данных измерений ими можно воспользоваться для приближенной оценки распределения скорости по вертикали в условиях отсутствия стратификации плотности в водоеме и диапазоне

изменения $H/\bar{\lambda}$ примерно от 0,4 до 4,0.

По данным лабораторных исследований получена эмпирическая зависимость средней на вертикали скорости однонаправленного ветрового течения от поверхностной скорости и относи-

Рис. 4.15. Обобщенные безразмерные эпюры скоростей однонаправленного по глубине ветрового течения при различной относительной глубине $H/\bar{\lambda}$.

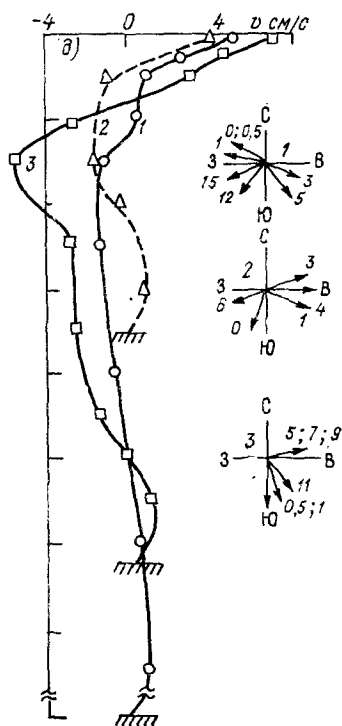
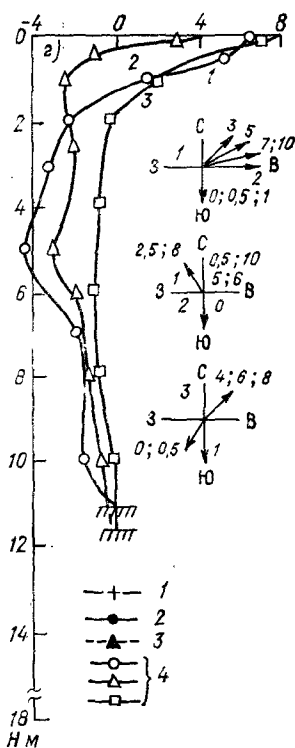
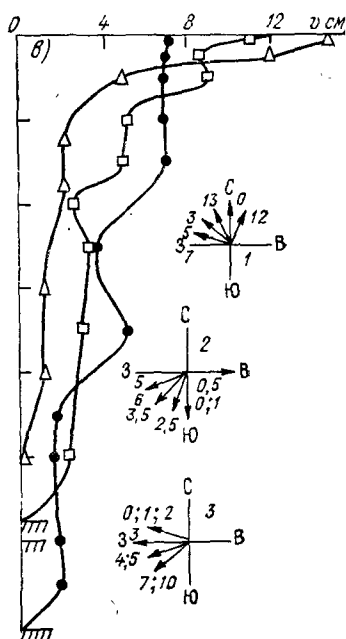
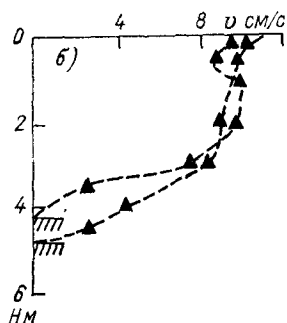
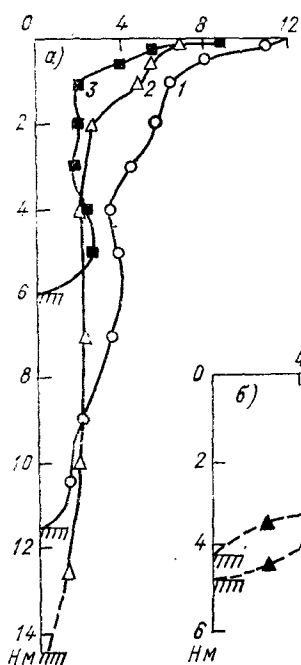


тельной глубины. Эта зависимость представлена в виде [178]

$$\vec{v}_{\text{ср}} = 0,35 \vec{v}_{\text{пов}} [2 - \lg(H/\bar{\lambda})]. \quad (4.27)$$

В натуральных условиях ветровые течения часто нарушаются сейшевыми, стоковыми или остаточными течениями. В связи с этим по данным измерений редко удастся получить эпюры с плавным изменением скорости по вертикали и устойчивым во времени направлением течения на разных горизонтах. Только в случаях, когда течения на отдельных вертикалях измеряются продолжительное время и эти измерения сопровождаются регистрацией ветра, уровня воды и волнения, из многих эпюр удастся выбрать такие, которые отвечают условиям квазиставившихся ветровых течений. Измерения такого рода проводились экспедиционными группами ГГИ на Кайраккумском, Каховском и Кременчугском водохранилищах и на нескольких небольших озерах. Несколько эпюр, полученных по данным этих измерений, показано на рис. 4.16. Наибольшие вертикальные градиенты скорости на большинстве этих эпюр приурочены к поверхностному и придонному слоям, а наименьшие — к центральной части потока.

На вертикалях в зонах поднятий дна и у внешней границы береговых отмелей в условиях сильных штормов часто обнаруживается сравнительно плавное уменьшение скорости ветрового



течения от поверхности воды до верхней границы придонного слоя. Эпюры скорости в случаях сочетания ветрового течения с волнами на мелкой воде ($H/\bar{\lambda} \leq 0,5$) близки по виду к речным эпюрам [73, 215] и отличаются от них наличием увеличенных вертикальных градиентов скорости в поверхностном слое и наибольших градиентов в придонном слое (рис. 4.16 б).

В условиях сочетания волн на глубокой воде ($H/\bar{\lambda} > 0,5$) с однонаправленным переносом вод распределение скорости течения обычно характеризуется существенно увеличенными вертикальными градиентами скорости в поверхностном слое по сравнению с центральной частью потока и придонным слоем (рис. 4.16 в).

В условиях действия разнонаправленных по глубине течений эпюры скорости имеют вид, близкий к виду обобщенной экспериментальной эпюры скорости, представленной на рис. 4.14. Однако нижняя граница дрейфового течения при этом может располагаться не только на горизонте $(0,30 \dots 0,35)H$ от поверхности воды, как в аэрогидравлических лотках, но и на горизонтах $(0,1 \dots 0,5)H$ (рис. 4.16 г, д), что определяется общими чертами макроциркуляции вод и местоположением вертикали в водоеме. Например, в случае действия макроциркуляции с преобладанием однонаправленного по глубине ветрового течения у одного берега на вертикалях у противоположного берега, где преобладает компенсационный перенос вод, нижняя граница дрейфового течения нередко располагается на горизонте около $0,1H$, а при сильном ветре — даже на горизонте $0,05H$.

Предпринимались попытки получения по данным измерений течений в мелководных водоемах обобщенных эпюр скорости. Одна из таких попыток, увенчавшаяся получением сравнительно убедительных результатов, была предпринята в ГГИ при обработке данных измерений течений в оз. Балхаш, выполнявшихся с судов привязными глубинными поплавками. Рассмотрению подвергнуто 1230 эпюр. Они разделены по характеру изменения скорости на пять основных групп. Наибольшее число измеренных эпюр характеризовалось очень плавным или относительно плавным уменьшением скорости течения в пределах от поверхности воды до придонного слоя и резким убыванием скорости в придонном слое. Эпюры таких видов составили 64 %, что можно рассматривать как результат существенного влияния на их формирование сейшевых течений, имеющих в оз. Балхаш значительную повторяемость [181, 189]. Эпюры с четко выраженным разнона-

Рис. 4.16. Характерные виды распределения скорости и направления ветровых течений на вертикалях Кайраккумского, Горьковского и Каховского водохранилищ, а также на оз. Большом Симагинском.

а, б — перенос в одном направлении; в — изменение направления переноса в пределах до 90° ; г — преобладание разнонаправленного по глубине течения; д — преобладание сложного распределения течений.

правленным по глубине переносом вод составили всего 3 %, а эпюры, которые нельзя отнести ни к одному из выбранных видов, 11 % (табл. 4.3).

Таблица 4.3

Распределение данных поплавочных измерений течений в оз. Балхаш по виду эпюр скорости

Вид эпюры						
Порядковый номер	1	2	3	4	5	6
Число эпюр	430	357	123	148	37	135
В % от общего количества (1230 ед.)	35	29	10	12	3	11

В глубоководных водоемах распределение скорости течения обычно весьма существенно сложнее, чем сравнительно простое распределение скорости в аэрогидравлических лотках и мелководных водоемах. Так, в оз. Байкал при наличии выраженной стратификации плотности по глубине наименьшие скорости течения отмечаются, по дным В. И. Верболова [23, 24], в зоне термоклина, а наибольшие — на горизонтах несколько ниже термоклина и вблизи дна. Большой сложностью отличается и вертикальное распределение направления течения, что препятствует установлению обобщенных эпюр.

4.13. Перенос вод через вертикаль

Перенос вод через вертикаль, который можно характеризовать абсолютным элементарным расходом $|q|$, зависит, как и скорость ветрового течения, в основном от скорости ветра W , глубины водоема H , ускорения свободного падения g , плотности воды ($\rho_{\text{ж}}$) и воздуха ($\rho_{\text{а}}$), т. е.

$$f(|q|, W, H, g, \rho_{\text{ж}}, \rho_{\text{а}}) = 0. \quad (4.28)$$

Для получения количественных характеристик рассматриваемого явления в работе [176] использованы материалы натурных измерений течений и лабораторных экспериментов.

Отобрано более 500 эпюр течений, достигших в своем развитии квазиустановившейся стадии. При критическом просмотре материалов обнаружены ощутимые различия элементарных расходов однонаправленных и разнонаправленных по глубине ветровых течений [176]. К группе с однонаправленным по глубине переносом отнесены почти все измерения, полученные на Кайраккумском, Горьковском и Кременчугском (Витовский залив) водохранили-

щах и на оз. Большом Яровом, а также измерения, выполненные в гидравлических лотках, в которых прямой и компенсационный потоки разделялись непроницаемой продольной стенкой.

В группу с разнонаправленным течением включены измерения, полученные в аэрогидравлических лотках при возбуждении циркуляции в вертикальной плоскости, большая часть измерений, выполненных на пространственных моделях водных объектов, и большая часть измерений на оз. Большом Симагинском.

Зависимость величины $|q|$ от перечисленных выше определяющих факторов установлена следующим образом. Учтено постоянство отношения $\rho_{ж}/\rho_a$ и сокращено число определяющих факторов в выражении (4.28) до четырех:

$$f(|q|, W, H, g) = 0. \quad (4.29)$$

С помощью π -теоремы составлены критерии: основные:

$$\pi_1 = g|q|/W^3; \quad (4.30)$$

$$\pi_2 = gH/W^2; \quad (4.31)$$

вспомогательные:

$$\pi_3 = |q|/(WH), \quad (4.32)$$

$$\pi_4 = g|q|H/W^5. \quad (4.33)$$

Зависимость между основными критериями представлена в виде

$$g|q|/W^3 = f(gH/W^2). \quad (4.34)$$

Для установления зависимости данные измерений нанесены на логарифмическую клетчатку (рис. 4.17). По точкам измерений проведены осредняющие прямые: верхняя — по точкам измерений дрейфовых течений, охватывающих всю толщу воды, а нижняя — по точкам измерения разнонаправленных по глубине ветровых течений.

На клетчатку нанесены также расчетные точки, полученные Н. А. Давтян для схематизированного водоема с размерами оз. Байкал при глубине 730 м и скорости ветра 10,5 м/с, а также для схематизированных водоемов с глубиной 50 и 100 м при скорости ветра 10 и 20 м/с. Они расположились в верхнем правом углу клетчатки, на ее диагонали. Такой результат, если расчеты считать надежными, позволяет заключить, что в глубоководных водоемах элементарные расходы одно- и разнонаправленного ветрового течения при прочих равных условиях близки между собой. Следовательно, можно утверждать, что эмпирические прямые на рис. 4.17, располагающиеся примерно параллельно друг другу при малых и средних значениях gH/W^2 , должны переходить в кривые и сближаться в области больших значений gH/W^2 .

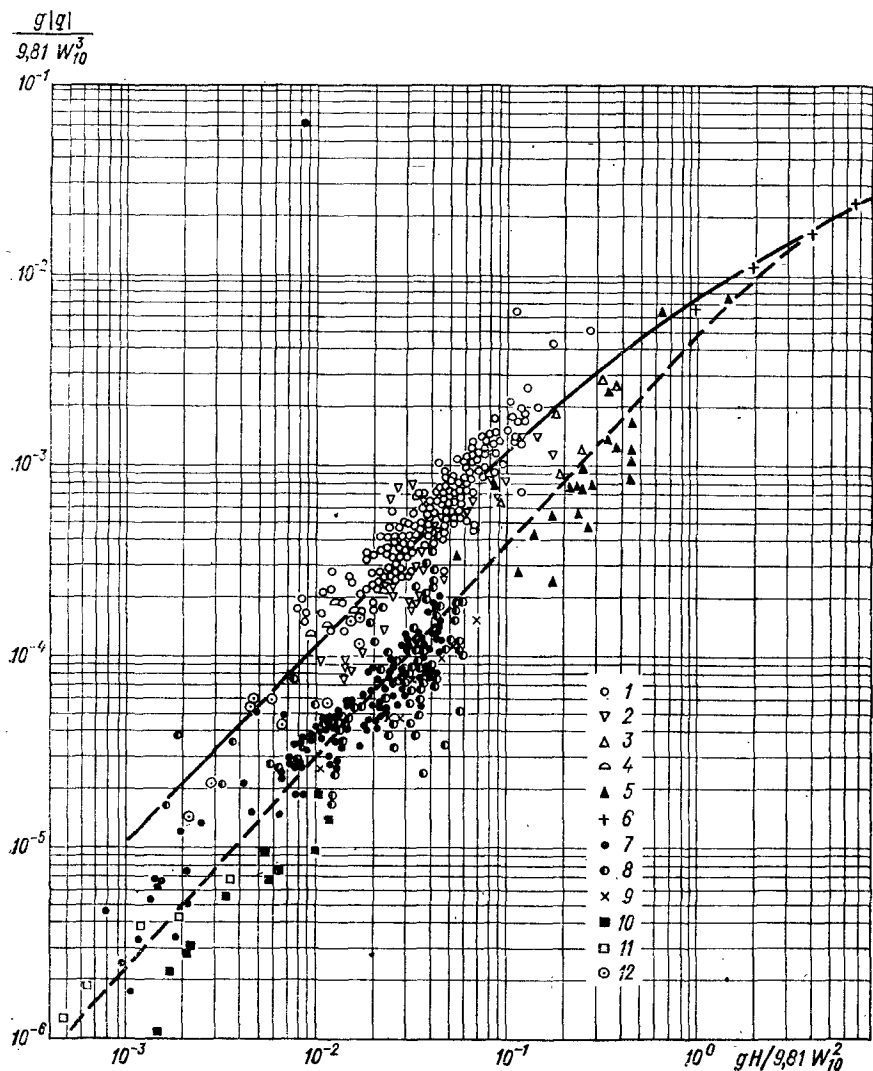


Рис. 4.17. Зависимость безразмерных критериев $g|q|/W_{10}^3 = f(gH/W_{10}^2)$ для однонаправленных и разнонаправленных по глубине ветровых течений.

1—5 — натурные наблюдения; 6 — расчеты Н. А. Давтян; 7—8 — результаты исследований на гидравлических моделях оз. Байкал; 9—12 — результаты исследований в аэрогидравлических лотках разных размеров.

Зависимость между критериальными величинами выражения (4.34) в области прямолинейных участков можно представить в следующем виде:

$$\lg (g | q | / W^3) = n \lg (gH/W^2) + \lg m. \quad (4.35)$$

Поскольку прямые наклонены под углом 45° к осям координат, то значение n в выражении (4.35) принимается равным единице (хотя фактически для верхней прямой оно несколько больше, а для нижней прямой — несколько меньше единицы). Тогда элементарный расход q дрейфового течения, охватывающего всю толщу воды, будет

$$| \underline{q} | = 0,012WH, \quad (4.36)$$

а элементарный расход разнонаправленного ветрового течения

$$| \underline{q} | = 0,0035WH. \quad (4.37)$$

Отсюда следует, что средний элементарный расход дрейфового течения, охватывающего всю толщу воды, при прочих равных условиях в 3,43 раза больше абсолютного элементарного расхода разнонаправленного ветрового течения, т. е.

$$\underline{q}_{\text{ср}} = 3,43 | \underline{q} | = 3,43 (| q_d | + | q_r |). \quad (4.38)$$

Из этого соотношения следует, что при формировании однонаправленного ветрового течения вдоль одного из берегов водоема ширина охваченной им зоны должна быть в несколько раз меньше ширины зоны действия градиентного течения, а суммарная площадь сечения, охваченная дрейфовым течением, меньше площади сечения, охваченной градиентным течением встречного направления.

Количественные соотношения между этими величинами для любой схемы циркуляции, представленной в гл. 2, можно получить, исходя из уравнения неразрывности и с учетом выражения (4.38). Пользуясь таким приемом, нетрудно убедиться, что ширина зоны, охваченной разнонаправленным по глубине ветровым течением, обычно в 4—6 раз превышает ширину зоны, охваченной, например, у наветренного берега однонаправленным по глубине ветровым течением. Площадь сечения, охваченная градиентным течением в таких условиях, оказывается в 2,0—2,5 раза больше, чем площадь сечения, охваченная дрейфовым течением. Причинами названных различий являются различия в степени турбулизации течения — значительно большая в зоне действия разнонаправленного по глубине течения, чем в зоне действия однонаправленного течения.

4.14. Взаимодействие ветровых, стоковых и сейшевых течений

Ветровые течения в водохранилищах, проточных озерах, заливах и лиманах практически всегда взаимодействуют со стоковыми или сейшевыми течениями. При этом они изменяют распределение скорости стоковых или сейшевых течений по вертикали, а в некоторых случаях даже создают своеобразные системы циркуляции вод в каком-либо районе или даже во всем водоеме.

Материалы изучения течений в натуральных условиях и на лабораторных установках показывают, что степень влияния ветрового течения на стоковое увеличивается при прочих равных условиях с увеличением скорости ветра и с уменьшением скорости стокового или сейшевого течения.

Ветер, попутный стоковому или сейшевому течению, приводит к увеличению абсолютных значений скорости и к увеличению градиентов скорости преимущественно в верхних слоях. Наиболее отчетливо влияние ветра на распределение скорости по вертикали видно в периоды развития ветрового течения. Градиенты скорости в верхнем слое при этом достигают наибольших значений. По мере развития ветрового течения и приближения его к квазиустановившемуся состоянию распределение скорости по вертикали несколько выравнивается, но повышенные градиенты в верхнем слое сохраняются.

Ветры, действующие навстречу стоковому или сейшевому течению, могут замедлить перенос в верхнем слое, привести к возникновению обратного переноса в нем или даже в слое значительной мощности, вызвать обратный перенос во всей толще воды. Обратный перенос в верхнем слое под действием встречного ветра возникает в случаях, когда возможная при данном ветре скорость ветрового течения примерно равна или незначительно превосходит скорость стокового или сейшевого течения.

Изменение направления переноса вод во всей толще наблюдается в случаях, когда возможная скорость ветрового течения существенно превышает скорость стокового или сейшевого течения. Характерной особенностью такого течения является наличие больших пульсаций скорости и довольно резкое убывание осредненной во времени скорости в придонном слое.

Рассмотрим изменения качественной картины и количественных характеристик стоковых течений под действием ветров различной силы на примере Каховского водохранилища. На водохранилище в связи с существенными внутрисуточными изменениями расходов воды на ГЭС и под влиянием волн пусков и волн сброски периодически изменяется скорость и направление переноса вод с прямого (к Каховской ГЭС) на обратное (к ДнепроГЭСу). Период непрерывного действия течений прямого направления в летние месяцы при НПУ обычно составляет 6—12 ч, а средняя скорость 4—10 см/с. Обратные течения без смены направления чаще всего действуют 4—6 ч, а их средняя скорость составляет

2—5 см/с [188]. Ветер изменяет эти характеристики. Встречный ветер приводит к увеличению продолжительности непрерывного действия обратных течений и к увеличению абсолютных значений осредненной скорости как на отдельных вертикалях, так и на разрезах через все водохранилище. Абсолютные значения средней суточной скорости суммарного течения прямого направления на одной из вертикалей в месте сужения водохранилища увеличивались по сравнению со скоростью в штилевую погоду в 1,5—2,0 раза при встречном ветре скоростью 5—6 м/с и в 3—4 раза при встречном ветре скоростью 10—12 м/с. Продолжительность непрерывного действия обратных течений при встречном ветре большей из названных градаций скорости также увеличивалась в 1,5—2,0 раза.

Попутные ветры увеличивали скорость прямых течений в Каховском водохранилище и замедляли скорость или полностью гасили обратные течения. В связи с этим происходило увеличение периодов непрерывного действия течений прямого направления и уменьшение периодов действия обратных течений.

Влияние ветра на сейшевые течения довольно отчетливо проявляется на оз. Балхаш. Это обстоятельство иллюстрировалось выше данными табл. 4.3, показывающей, что примерно в 30—35 % случаях сейшевое течение искажается ветровым течением: попутные ветры увеличивают скорость в верхнем слое (эпюра 3 в табл. 4.3); встречный ветер заметно снижает поверхностную скорость (эпюра 4 в табл. 4.3), приводит к формированию разнонаправленного по глубине переноса (эпюра 5 в табл. 4.3) или вероятно искажает распределение скорости (эпюра 6 в табл. 4.3).

4.15. Соотношение переносов воды дрейфовым и волновым течениями

Перенос воды q через вертикаль в условиях совместного действия ветра и волн обычно принимается равным сумме отдельных переносов:

$$q = q_d + q_{ст}, \quad (4.39)$$

где q_d — перенос воды дрейфовым течением, обусловленный действием касательных напряжений ветра; $q_{ст}$ — волновой перенос, называемый иногда по имени автора волновой теории Стокса стоковым переносом.

Скорость стокова переноса воды на горизонте z от поверхности воды принимается равной [90, 95]

$$v_{ст} = a^2 \sqrt{gk} \exp(-2kz), \quad (4.40)$$

где $a = h/2$ — половина высоты волны; $k = 2\pi/\lambda$; λ — длина волны.

Волновой перенос воды через вертикаль на единицу волнового фронта принимается, согласно теории Стокса, равной

$$q_{\text{СТ}} = a^2 \sqrt{gk}/2. \quad (4.41)$$

Для целей практики величина $q_{\text{СТ}}$ чаще всего принимается соответствующей переносу, обусловленному действием зыби. В условиях действия ветровых волн величина $q_{\text{СТ}}$ одними исследователями считается незначительной и даже формальной [65, 67], а другими исследователями — весьма существенной и даже равной измеренным в натуральных условиях переносам воды [56, 101].

В связи с расхождением взглядов по столь важному вопросу в ГГИ были предприняты исследования по уточнению оценок соотношений между вычисленными значениями волнового переноса и значениями, измеренными в водоемах при совместном действии ветра и волн. К исследованиям привлечены материалы экспериментов, проводившихся в аэрогидравлических лотках разных размеров, и данные натуральных наблюдений, полученные в условиях незначительного влияния на суммарные течения таких факторов, как стоковое и сейшевое течение.

Выполненные оценки показали, что измеренные в верхнем слое на лабораторной установке (табл. 4.4) и в натуральных условиях

Таблица 4.4

Соотношения между измеренными в лотке и вычисленными (волновыми) скоростями течения и элементарными расходами воды
(аэрогидравлический лоток $100 \times 1,2 \times 1,0$ м, $H = 0,55$ м)

Номер эксперимента	W_{10} м/с	$\bar{h}$ см	$\bar{\lambda}$ см	$H/\bar{\lambda}$	Измеренные значения		Вычисленные значения		$\frac{v_{\text{из}}}{v_{\text{СТ}}}$	$\frac{q_{\text{из}}}{q_{\text{СТ}}}$
					$v_{\text{из}}$ см/с	$q_{\text{из}}$ см ² /с	$v_{\text{СТ}}$ см/с	$q_{\text{СТ}}$ см ² /с		
1а	5,8	1,2	17	3,24	4,5	25,0	2,5	3,4	1,8	7,4
2а	4,8	0,9	15	3,67	4,3	22,0	1,7	2,1	2,5	10,5
4	4,4	0,8	13,5	4,07	3,8	21,5	1,6	1,6	2,4	13,5
5	3,6	0,6	10	5,50	3,6	17,5	1,4	1,1	2,6	15,9
6	5,8	1,3	21	2,62	4,1	21,5	2,2	3,6	1,9	6,0
7	6,8	1,9	32	1,72	5,5	23,5	2,4	7,9	2,3	3,0
10	10,3	3,5	65	0,85	6,0	28,5	2,9	14,9	2,1	1,9

Примечание. Здесь и в табл. 4.5 $v_{\text{из}}$ — поверхностная скорость измеренная; $v_{\text{СТ}}$ — поверхностная скорость, вычисленная по формуле Стокса (4.41).

(табл. 4.5) скорости превышают вычисленные скорости волнового переноса в 1,5—2,5 раза. Измеренные элементарные расходы дрейфового течения превышают вычисленные преимущественно в 10—30 раз, а в отдельных случаях даже в 40—50 раз. Если в качестве измеренных элементарных расходов в лабораторных экспериментах принять суммарные расходы дрейфового и ком-

пенсационного течений, то отношения $q_{из}/q_v$ увеличатся по сравнению с приведенными в табл. 4.4 значениями в 2 раза и приблизятся к значениям, полученным на натурных объектах для дрейфовых течений, охватывающих всю толщу воды (табл. 4.5).

Таблица 4.5

Соотношения между измеренными в натуре и вычисленными (волновыми) скоростями течения и элементарными расходами воды

Дата измере- ний	H м	W ₁₀ м/с	h̄ м	λ̄ м	Измеренные значения		Вычисленные значения		$\frac{v_{из}}{v_{Ст}}$	$\frac{q_{из}}{q_{Ст}}$
					v _{из} м/с	q _{из} м ² /с	v _{Ст} м/с	q _{Ст} м ² /с		
Кайраккумское водохранилище, 1961 г.										
15/VI	4,7	10,0	0,28	5,5	0,16	0,52	0,07	0,032	2,3	15,7
15/VI	6,8	10,0	0,28	5,5	0,15	0,72	0,07	0,032	2,1	22,6
23/VI	6,5	8,5	0,25	4,5	0,17	0,86	0,08	0,030	2,1	28,6
26/VI	4,0	10,0	0,22	3,8	0,11	0,40	0,08	0,024	1,4	16,7
26/VI	6,2	10,0	0,22	3,8	0,16	0,75	0,08	0,024	2,0	31,3
19/VII	5,3	10,2	0,25	4,8	0,17	0,72	0,07	0,028	2,4	25,8
оз. Большое Симагинское, 1967 г.										
12/VIII	11,5	6,7	0,10	1,3	0,11	0,44	0,008	0,009	1,4	49,0
12/VIII	9,5	6,8	0,10	1,3	0,08*	0,01*	0,08	0,009	1,0	1,1
12/VIII	14,0	5,7	0,05	0,7	0,07	0,13	0,05	0,003	1,4	43,4
23/X	10,8	7,5	0,12	1,6	0,09	0,22	0,09	0,011	1,0	20,0
23/X	9,4	6,5	0,12	1,6	0,05*	0,01	0,09	0,011	0,6	0,9
2/XI	11,0	9,5	0,07	0,9	0,08	0,16	0,07	0,005	1,1	32,1

* Наличие интенсивного компенсационного течения.

Измеренные поверхностные скорости и элементарные расходы получились близкими к вычисленным значениям волнового переноса только в случаях действия интенсивных компенсационных течений, охватывающих большую часть толщи воды. На лабораторных установках аналогичный результат получен в условиях, как свидетельствуют данные табл. 4.4, при весьма выраженной мелководности водоема, т. е. при $H/\bar{\lambda} < 1,0$.

Приведенные результаты не противоречат выводам авторов работы [23, 24], которые утверждают, что на мелководье оз. Байкал при ветрах, направленных к берегу, рассчитанные скорости волнового переноса практически совпадают с измеренными скоростями, а при ветрах, действующих с берега, составляют лишь 20—60 % измеренных значений.

Таким образом, на основании выполненных оценок можно признать преобладающую роль ветра в процессах формирования течений во внутренних водоемах и считать неправомерным отождествление измеренных в водоеме ветровых течений (при $H/\bar{\lambda} > 1$) с волновым переносом вод.

4.16. Установление режимных статистических характеристик течений

4.16.1. Продолжительность периода и требуемое число наблюдений за течениями

Получаемые на практике ряды наблюдений за течениями очень часто оказываются недостаточно длинными или не удовлетворяют требованиям стационарности и эргодичности.

Имеющиеся в настоящее время рекомендации по длительности, качеству и дискретности наблюдений относятся преимущественно к морским течениям, но и они по некоторым позициям не совпадают между собой. Исследования длительных записей течений показало, в частности, что связь между скоростями течения практически отсутствует (коэффициент корреляции близок к нулю) в случае, если интервал времени между измерениями равен 6 ч [94, 158]. При уменьшении интервала до 2 ч коэффициент корреляции между соседними значениями скорости повышается до 0,4—0,5, что считается достаточным при использовании рядов наблюдений для установления режимных характеристик течений [94].

С целью получения надежного значения осредненной скорости течения с погрешностью до 1 см/с и вероятностью 95 % требуется 1200 наблюдений. В случае принятия допустимой погрешности в пределах 2 см/с требуемое количество наблюдений при вероятности 95 % уменьшается до 370 [94]. Из этого следует, что минимальная продолжительность периода наблюдений за течениями при допустимой погрешности измерений до 2 см/с должна равняться 1,3 месяца, а при допустимой погрешности 1 см/с — 3,3 месяца. Если интервал времени между очередными измерениями принимается равным 6 ч, то продолжительность периодов наблюдений за течениями соответственно составит 3,1 и 10 месяцев [93, 94]. Для приближенного определения количества наблюдений за течениями n_n , необходимого для получения средней скорости с заданной точностью Δ_3 , в ряде работ рекомендуется пользоваться формулой выборочного метода

$$n_n = t_b^2 \sigma^2 N_r / [(N_r - 1) \Delta_3^2 + t_b^2 \sigma^2], \quad (4.42)$$

где N_r — объем генеральной совокупности; σ — среднее квадратическое отклонение; t_b — параметр, определяющий вероятность получения среднего с заданной точностью (при $t_b = 2$ $P_t = 95$ %, при $t_b = 3$ $P_t = 99,7$ %); Δ_3 — точность определения среднего значения.

Количество наблюдений n_n , требуемое для определения вероятности течения P с точностью $\Delta_3 P$, вычисляется по зависимости

$$\Delta_3 P = \sqrt{P(1-P)} / \sqrt{n_n}. \quad (4.43)$$

Рассчитанные значения точности измерений, количества наблюдений и другие характеристики рядов, получаемые с использова-

нием формул (4.42) и (4.43), оказываются весьма близкими к результатам расчетов, полученным Н. А. Скриптуновым [158].

Для обеспечения допустимых погрешностей измерений необходимо располагать также надежным измерительным средством, пригодным к использованию в пределах всего возможного диапазона скорости и направления течения, а также апробированной на практике методикой измерений.

4.16.2. Выбор функций распределения скорости течения при ограниченных данных наблюдений

Статистические характеристики скорости течений различной обеспеченности в случае наличия сравнительно коротких рядов наблюдений можно получить на основании теоретических или установленных ранее по наблюдениям на других водоемах функций распределения.

В работе [148] применительно к морским побережьям рекомендуется два разных ряда функций распределения: для участков, где наблюдаемые скорости течений менее 0,2 и более 0,2 м/с (табл. 4.6).

Таблица 4.6

Безразмерные функции поверхностной скорости течения ($v_i/v_{\text{ср}}$) различной обеспеченности (в режиме)

Средняя поверхностная скорость течения, м/с	Обеспеченность, %						
	1	5	10	30	50	70	90
$\leq 0,2$	3,2	2,5	2,2	1,5	1,1	0,8	0,6
$> 0,2$	2,5	2,3	1,8	1,3	1,1	0,9	0,5

Чтобы убедиться в возможности использования данных табл. 4.6 для определения скорости течения различной обеспеченности (в режиме) в зонах прибрежного мелководья внутренних водоемов, необходимы обширные данные натурных наблюдений. Поскольку таких данных недостаточно, то представляется возможным использовать для той же цели статистические характеристики ветра. Эти характеристики, как известно, широко используются в практике расчетов элементов волн и содержатся в действующем нормативном документе СНиП 2.06.04—82 [166]. Они давно используются также для расчетов переформирования берегов и вдольбереговых перемещений наносов на береговых отмелях [175] и внутреннего водообмена [176].

Статистические характеристики ветра в виде таблиц обеспеченности различных градаций ветра по направлениям можно получить путем обработки данных наблюдений по ближайшему репрезентативному пункту или составить на основании соответствующих таблиц «Справочника по климату СССР», ч. III (ветер). Такие данные достаточно надежны в связи с использованием для их

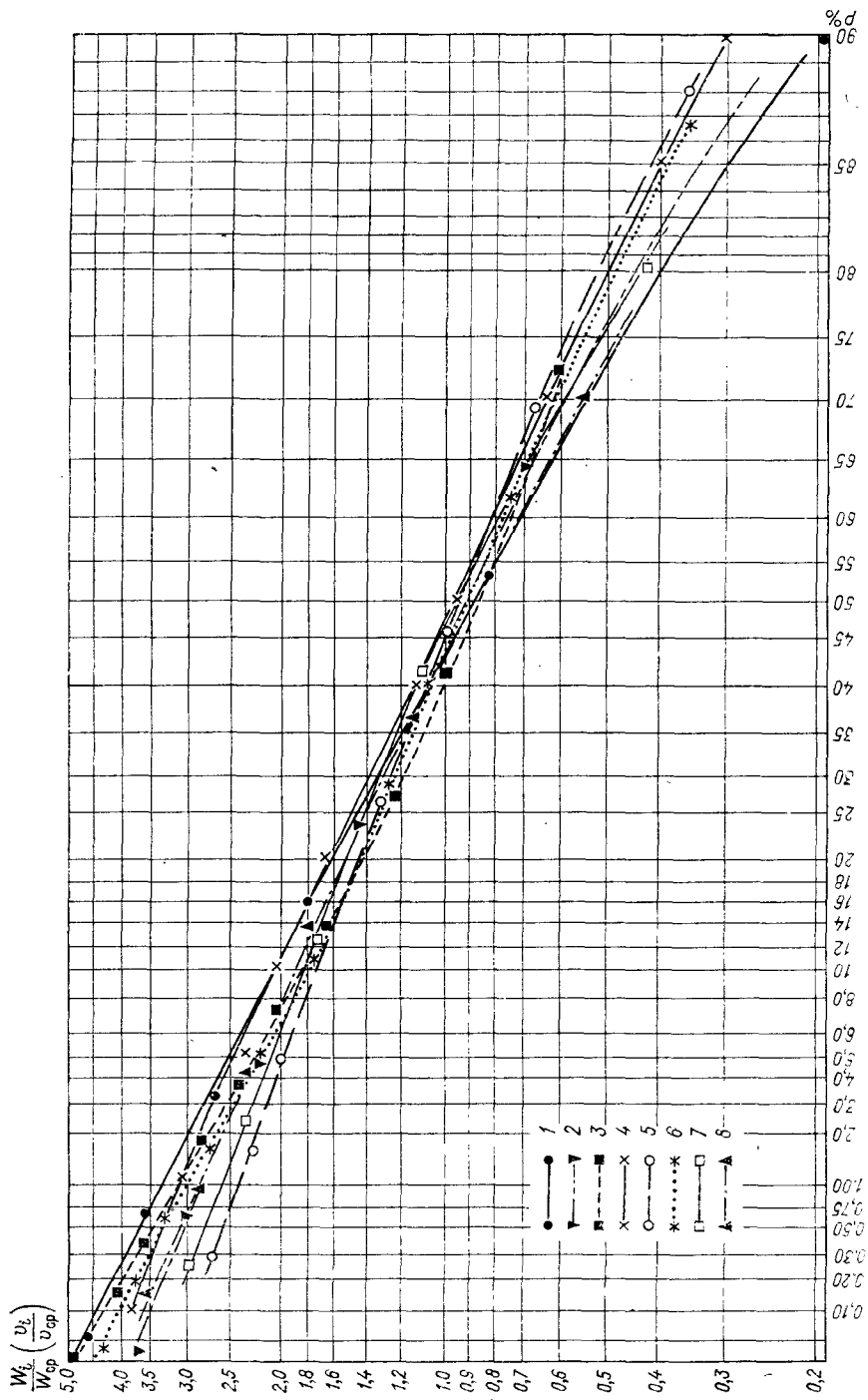


Рис. 4.18. Интегральные кривые обеспечения относительной скорости ветра по данным наблюдений.

Берстовые пункты водоёма: 1, 8 — Невская губа, 2 — Азовское море, 3 — оз. Большое Яровое, 5 — Кайраккумское водохранилище, 6 — Каховское водохранилище; 7 — Кременчугское водохранилище; 4 — данные измерений течений в Каспийском море, выполненные Н. А. Скриптуновым [158].

обоснования длительных рядов наблюдений. Безусловно, в некоторых случаях требуется учитывать изменения скорости ветра между береговым пунктом и открытой водной поверхностью.

Обеспеченность расчетной скорости ветра по интегральной кривой обеспеченности определяется по формуле, рекомендуемой СНиП 2.06.04—82 [166]:

$$P_n = 4,17 T_{\text{вн}} / (N_6 n \cdot p_{\text{в}}), \quad (4.44)$$

где $T_{\text{вн}}$ — непрерывная продолжительность действия ветра, ч; N_6 — продолжительность безледоставного периода, сут; n — заданное число лет; $p_{\text{в}}$ — повторяемость ветра заданного направления (в долях суммы повторяемости всех направлений).

Значение $T_{\text{вн}}$ принимается равным интервалу времени между сроками измерения ветра (8, 6 или 3 ч) или времени, необходимому для полного развития ветрового течения в конкретных условиях. Величиной $P_{\text{в}}$ можно учесть повторяемость ветров одного или нескольких румбов, при действии которых, например, возникает перенос вод вдоль берега.

Для выяснения вопроса об изменении характеристик ветра не за весь год, как это сделано в работах [23, 119], а за безледоставные периоды обработаны данные наблюдений по нескольким пунктам, расположенным на шести водных объектах. По всем пунктам, за исключением пункта на Кайраккумском водохранилище, использованы данные срочных наблюдений за периоды 11—38 лет. С целью сопоставления интегральные кривые обеспеченности скорости ветра за безледоставный период по всем направлениям представлены в виде безразмерных функций обеспеченности (рис. 4.18).

Большинство кривых удовлетворительно согласуются между собой. Только по пункту на Кайраккумском водохранилище с коротким рядом наблюдений (27 месяцев) и по пункту на Кременчугском водохранилище, где флюгеры частично защищены, получены несколько заниженные безразмерные функции малой обеспеченности. Несмотря на это, данные по этим пунктам учтены при вычислении осредненных значений безразмерных функций различной обеспеченности, представленных в табл. 4.7.

Осредненные значения $W_i/W_{\text{ср}}$ оказались весьма близкими к значениям $v_i/v_{\text{ср}}$, полученным Н. А. Скриптуновым [158] по результатам обработки данных многолетних наблюдений за течениями на Каспийском море. Расхождение между значениями $W_i/W_{\text{ср}}$ и $v_i/v_{\text{ср}}$ укладываются преимущественно в пределы 3—8 % и только при большой обеспеченности достигают 30—50 %. Завышение значений $v_i/v_{\text{ср}}$ по сравнению со значениями $W_i/W_{\text{ср}}$ обусловлены, по нашему мнению, влиянием на ветровые течения остальных течений, что наиболее отчетливо видно при сопоставлении коэффициентов табл. 4.6 и 4.7 при большой обеспеченности. Результаты, близкие к данным табл. 4.6, были получены также И. З. Коноваловой [94], Н. Д. Клевцовой [84] и другими исследователями [50, 121, 222], занимавшимися обобщением данных наб-

Таблица 4.7

Осредненные значения безразмерных функций скоростей ветра (W_i/W_{cp}) и течений (v_i/v_{cp}) различной обеспеченности за безледоставный период

Вид функций	Место измерений	Обеспеченность, %				
		0,1	1	5	10	20
W_i/W_{cp}	Береговые пункты (шесть измерений)	3,78	2,91	2,23	1,91	1,54
v_i/v_{cp}	оз. Балхаш	—	3,06	2,10	1,80	1,48
Вид функций	Место измерений	Обеспеченность, %				
		30	40	50	70	90
W_i/W_{cp}	Береговые пункты (шесть измерений)	1,29	1,09	0,95	0,60	0,26
v_i/v_{cp}	оз. Балхаш	1,24	1,05	0,90	0,57	0,27

людений за течениями в прибрежных зонах Балтийского, Черного и Каспийского морей.

Безразмерные функции скорости ветра вполне удовлетворительно согласуются с функциями скоростей суммарных течений, зарегистрированных приборами БПВ-2 на расстоянии 1,9—2,0 км от берега оз. Балхаш и обработанных с интервалами дискретности 6 и 12 ч. Наибольшие расхождения между названными безразмерными функциями определенной обеспеченности не превышают, как видно из данных табл. 4.7, 5 %, что можно считать вполне приемлемым.

Достаточно надежные режимные статистические характеристики скорости ветрового течения можно получить путем приведения короткого ряда наблюдений за скоростью течения к длинному ряду с использованием эмпирической кривой обеспеченности скорости ветра за многолетний период. Этот способ предложил Г. А. Алексеев [4] для тех гидрологических величин, между которыми имеется высокая степень коррелятивной связи. Степень этой связи в рассматриваемом случае устанавливают по короткому ряду синхронных наблюдений за скоростью ветрового течения и скоростью ветра, а скорости течения заданной обеспеченности определяют по эмпирической кривой обеспеченности скорости ветра за многолетний период с использованием уравнения регрессии, составленного на основании короткого ряда синхронных наблюдений и имеющего обычно вид линейной функции.

Рассматриваемый способ применен в работе [222] для приведения кривых распределения скорости течения по коротким рядам наблюдений в Рижском заливе к длинному ряду. Получены вполне приемлемые результаты.

4.17. Внутренний водообмен при ветровых течениях

К настоящему времени разработано несколько методов оценки внутреннего водообмена через рассматриваемый створ водоема в результате действия течений какого-либо одного вида или суммарных течений. Чаще всего расчетные створы располагают в местах сужений водоема.

Уже давно для расчетов внутреннего водообмена между соседними частями водоема начали использовать метод водного баланса. Позже были предложены другие методы, основанные: на учете динамических изменений объема вод в рассматриваемой части водоема и перепадов уровня между соседними частями водоема; на данных измерений течений в рассматриваемом створе; на использовании данных о режиме ветра, схем макроциркуляции вод и зависимостей между расходами воды и определяющими их факторами.

Расчет внутреннего водообмена методом водного баланса используют для значительных интервалов времени, чтобы обеспечить возможно меньшие погрешности при определении отдельных составляющих притока и оттока вод.

Уравнение водного баланса обычно представляют в виде

$$Q_{p.p} + Q_{п.б} + Q_c + P_v - E_v - Q_o - \Delta S_v = 0, \quad (4.45)$$

где $Q_{p.p}$ — речной приток; $Q_{п.б}$ — подземный приток через берега и дно котловины; Q_c — приток вод через створ с соседней части водоема; Q_o — отток вод через створ за пределы рассматриваемой части водоема; P_v — осадки на поверхность рассматриваемой части; E_v — испарение с поверхности рассматриваемой части водоема; ΔS_v — изменение запасов воды в рассматриваемой части водоема.

В методе, основанном на учете динамических изменений объема вод, средний расход воды через рассматриваемый створ за интервал T , в течение которого сохраняется тенденция изменения уровня от H_1 до H_2 , представляется в виде

$$Q_i = F (H_1 - H_2)/T, \quad (4.46)$$

где F — площадь рассматриваемой части водоема.

Этот метод использовался В. А. Знаменским [53, 54] для оценок внутреннего водообмена между Невской губой и Финским заливом, а также между южной и центральной частями оз. Байкал. Уточненный вариант метода расчета объемов переноса вод по данным о колебаниях уровня был применен в Лимнологическом институте АН СССР и описан в работе В. И. Верболова [23].

Метод расчета водообмена по перекосу уровня может быть использован как для малых, так и для крупных водоемов. Однако в случаях, когда пролив с расчетным створом соединяет два крупных водоема, наряду с учетом перепада уровня между ними, необходимо учитывать и перепад атмосферного давления. К такому

выводу пришел А. А. Теодорович [194] при решении задачи водообмена между Черным и Азовским морями через Керченский пролив.

Расчеты внутреннего водообмена по данным измерений течений выполнялись ранее двумя различными способами.

Один из способов, примененный для оценки водообмена между соседними частями оз. Байкал, основан на использовании данных длительной регистрации течений самописцами, которые устанавливались на заданных горизонтах на нескольких вертикалях [3]. По данным статистической обработки записей течений в точках установки самописцев проводятся изолинии скорости и вычисляются средние расходы воды для характерных периодов. По характерным расходам вычисляются объемы переноса вод для отдельных периодов, а затем для отдельных месяцев, сезонов и всего года.

По второму способу измерения течений проводятся с использованием длительной регистрации в нескольких репрезентативных точках створа и детальных эпизодических съемок течений по створу с семью—десятью вертикалями. По данным измерений, если их количество достаточно, строится зависимость измеренных по створу расходов воды от скорости в репрезентативных точках створа. Могут быть построены две или более зависимости, каждая из которых присуща определенной гидрометеорологической ситуации.

Объем переноса воды через створ в заданном направлении за отрезок времени со сравнительно устойчивой гидрометеорологической ситуацией вычисляется по скорости течения в репрезентативной точке и соответствующему ему расходу воды.

Общий объем переноса воды через створ, например, за безледоставный период вычисляется путем суммирования объемов переноса за отдельные отрезки времени. Таким способом в ГГИ оценен водообмен между Западным и Восточным Балхашем через прол. Узунарал.

Расчеты водообмена с использованием сведений о повторяемости ветра (или синоптических ситуаций), зависимостей между скоростью течения и определяющими факторами, а также обобщенных схем макроциркуляции вод использовались в ГГИ для решения разных задач.

При решении задачи водообмена между южной и центральной частями оз. Байкал повторяемость характерных синоптических ситуаций над озером принималась по данным Иркутскгидромета, элементарные расходы воды определялись по эмпирическим зависимостям $q = f(W, H)$ из работы [178], а схемы макроциркуляции устанавливались по данным исследований ветровых течений на пространственной гидравлической модели озера [181]. Расчетным методом в ГГИ определено распределение внутреннего водообмена по длине оз. Балхаш при действии ветровых течений. Эта задача решалась с использованием следующих материалов: сведений о повторяемости ветров различной скорости и разного направ-

ления; зависимостей скорости ветрового течения от определяющих факторов, представленных формулами (4.13), (4.15), (4.24) и (4.25); типовых схем макроциркуляции вод в водоеме простых очертаний, представленных в гл. 2. Результаты этих расчетов рассматриваются в гл. 5 совместно с результатами расчетов внутреннего водообмена под действием сейшевых течений.

4.18. Моделирование ветровых течений

4.18.1 Общие сведения о моделировании

В настоящее время большинство исследователей динамики водоемов признают, что представления о сложных динамических явлениях и процессах удалось существенно пополнить и расширить в результате широкого использования математического моделирования. Наиболее широко в последние десятилетия разрабатывались и совершенствовались математические модели, предназначенные для расчетов течений и сопутствующих им явлений. Однако развитие учения о водоемах и многие решения возникавших практических задач не ограничивались разработкой математических моделей и выполнением численных экспериментов. Наряду с этим направлением, продолжалось совершенствование методов физического моделирования динамических явлений. Физическое моделирование при этом выполняется на двухмерных установках типа каналов или аэрогидравлических лотков, а также на трехмерных (пространственных) моделях конкретных водных объектов.

Для осуществления численных экспериментов и выполнения физического моделирования течений в водоемах всегда крайне важными являются многие исходные параметры процесса, которые чаще всего приходится получать путем натурных наблюдений или расчетов с использованием данных наблюдений. Материалы натурных наблюдений обычно являются также наиболее надежным средством для верификации математических моделей и для тарирования исследуемых процессов на физических пространственных моделях водных объектов.

В связи с этим натурные данные о течениях и в первую очередь сведения о пространственной циркуляции вод и гидрометеорологическом режиме имеют первостепенное значение для целей моделирования. Не меньшую ценность для моделирования представляют сведения о морфологии и рельефе котловины водосма, а также детальные сведения о типовых синоптических ситуациях над районом водоема, о повторяемостях скорости и направления ветра и о термическом режиме.

Отмеченные обстоятельства, наряду со многими другими, крайне важно учитывать на стадии организации работ по моделированию течений и при выборе наиболее рациональных методов моделирования.

К настоящему времени уже создано такое количество математических моделей течений, что потребовалась их классификация по различным признакам. В работе [43] математические модели разделены по признаку полноты представления рассматриваемого течения на следующие виды: одномерные (по вертикали или горизонтали), двумерные (в горизонтальной или вертикальной плоскости) и трехмерные (пространственные).

Каждая из этих видов математических моделей может предназначаться для рассмотрения течений различного вида: стоковых, сейшевых, ветровых или суммарных.

Математические модели ветровых течений зарубежные исследователи классифицируют [202] по признакам устойчивости и учитываемого переноса воды и делят на следующие виды: интегральные, в которых рассматривается полный перенос вод по вертикали без рассмотрения вертикального профиля течений; стационарные для условий постоянной и переменной плотности вод и нестационарные для баротропных (однородных по плотности) и бароклинных (с выраженным скачком плотности по вертикали) условий в водоеме.

Известна и другая классификация математических моделей ветровых течений [202], в которой течения делят по признакам рассматриваемых задач на следующие виды: экмановские, интегральные, многослойные и многоуровневые.

С помощью математических моделей течений, по определению А. С. Саркисяна [152], можно решать задачи двух различных классов: диагностические и эволюционные.

Решение диагностических задач основывается на использовании натуральных данных, например полей температуры, ветра. Примером диагностических моделей является так называемый динамический метод.

Математическими моделями эволюционного класса решаются задачи формирования взаимосвязанных полей течений, температуры и пограничных слоев атмосфера—вода, в связи с чем они оказываются наиболее сложными и наиболее трудоемкими.

Разными математическими моделями учитывается различное число определяющих перенос вод факторов. По данным Н. Н. Филатова [202], который выполнил анализ математических моделей по этому показателю, наибольшее число определяющих факторов учитывают трехмерные гидродинамические модели прогностического класса, а наименьшее число факторов — в динамическом методе.

Рассмотрим основные положения некоторых математических моделей, их достоинства и недостатки, а также отдельные результаты расчетов.

Динамический метод используется для расчета так называемого геострофического течения, которое формируется в крупном

глубоководном водоеме под действием градиента давления, сил тяжести, Кориолиса и трения.

Если трение не учитывают, а ускорение считают пренебрежимо малым, то скорость геострофического течения в горизонтальном направлении $v_{\text{ди}}$ выражают в виде [42]

$$v_{gu} = [1/(2\omega \sin \varphi_{\text{ж}})] (\Delta P / \Delta n), \quad (4.47)$$

где ω — угловая скорость вращения Земли; φ — геострофическая широта места; $\rho_{\text{ж}}$ — плотность воды; $\Delta P / \Delta n$ — горизонтальный градиент давления.

Геострофическое течение направлено вдоль изобар так, что область повышенного уровня располагается справа от этого направления. Толщину слоя воды между стандартными поверхностями давления рассматриваемого пункта водоема обычно определяют исходя из уравнения гидростатического напора, представляемого в виде

$$\Delta P = \rho_{\text{ж}} g \Delta z, \quad (4.48)$$

где Δz — разность толщины слоев в соседних пунктах водоема.

Скорость геострофического течения на данной изобарической поверхности можно определить также путем объединения уравнения геострофического движения с уравнением гидростатического напора

$$v_{gu} = [g/(2\omega \sin \varphi)] (\Delta z / \Delta n) P. \quad (4.49)$$

Выражение (4.49) можно представить в виде разности глубины данной изобарической поверхности в двух точках, отстоящих друг от друга на расстояние L , т. е.

$$v_{gu} = [g/(2\omega \sin \varphi)] [(z_A - z_B)/L] P. \quad (4.50)$$

Если силу тяжести, изменяющуюся от одного пункта к другому, заменить на геопотенциал, который выражает работу на единицу массы против сил тяжести и не зависит от широты места, то скорость геострофического течения выразится в виде

$$v_{gu} = (\Delta D_A - \Delta D_B)/(L\omega \sin \varphi) = \Delta D/(L\omega \sin \varphi), \quad (4.51)$$

где ΔD — динамическая толщина интервала давления между точками A и B .

Чтобы найти ΔD , используют вертикальные профили температуры и минерализации для расчета давления по суммированным значениям веса всего столба воды и его удельного объема. Вычисленные таким путем скорости свойственны верхнему слою и являются относительными величинами по отношению к нулевой поверхности, где нет движения. Поскольку такой поверхности в природе не существует, то рассчитанные скорости геострофического течения являются весьма приближенными. Несмотря на этот недостаток и невозможность расчетов дрейфовых течений, динамическим

методом получены схемы течений для многих крупных водоемов [149, 202].

Наиболее обстоятельные расчеты геострофических течений выполнены В. А. Кротовой [99] по съемкам температуры воды в оз. Байкал. Обнаружены некоторые общие черты рассчитанных геострофических циркуляций с преобладающими циркуляциями, полученными по данным обобщений материалов длительной регистрации течений в озере. В отдельных зонах озера отмечаются расхождения между геострофической и преобладающей циркуляциями, но они укладываются в пределы реальных погрешностей расчета, которые колеблются, по оценкам Кротовой, от 7 до 140 % [99].

Экмановские математические модели предназначены для расчета ветровых течений и оценок распространения сточных вод. Имеются модификации этих моделей, разработанные применительно к условиям глубокого, однородного по плотности моря, мелководного моря и озера [21, 65, 107]. Скорость течения в экмановских моделях представляется в виде суперпозиции дрейфовой составляющей движения, обусловленной касательным напряжением ветра τ , и градиентной составляющей, обусловленной действием горизонтального градиента давления P в виде

$$v = \frac{\tau \operatorname{sh} [\mu (H - z)]}{\rho A \operatorname{ch} (\mu H)} + \frac{gP}{if} \left[1 - \frac{\operatorname{ch} (\mu z)}{\operatorname{ch} (\mu H)} \right]. \quad (4.52)$$

Вертикальная составляющая течений в моделях определяется выражением

$$u = \int_0^z \operatorname{div} v = \operatorname{div} v \left\{ \frac{\tau}{if} \frac{\operatorname{ch} (\mu H) - \operatorname{ch} [\mu (H - z)]}{\operatorname{ch} \mu} + \frac{gP}{if} \times \right. \\ \left. \times \left[z - \frac{1}{\mu} \frac{\operatorname{sh} (\mu z)}{\operatorname{ch} (\mu H)} \right] \right\}. \quad (4.53)$$

при следующих граничных условиях:

$$\rho_{ж} A \partial v / \partial z = -\tau \text{ при } z = 0; \quad (4.54)$$

$v = 0$ при $z = H$ — условие прилипания,

где

$$\mu = \sqrt{f/(2A)} (1 + i); \quad (4.55)$$

f — параметр Кориолиса, равный $2\omega \sin \varphi$; A — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости; H — глубина места; z — горизонт, м от поверхности воды.

В соответствии с выражением (4.52), скорость течения убывает с глубиной по экспоненциальному закону, а вектор течения поворачивает вправо от направления ветра, как в рассматриваемом выше случае геострофического течения.

К числу наиболее существенных недостатков экмановских моделей относят пренебрежение горизонтальным турбулентным обменом, принятие жидкости однородной, коэффициента вертикаль-

ного турбулентного обмена постоянным, а общего движения — соответствующим геострофическому.

Трехмерные бароклинные математические модели динамического и прогностического классов считаются наиболее сложными и трудоемкими для практического использования. Математической основой трехмерных моделей являются уравнение неразрывности и уравнения движения. К этим уравнениям добавляются уравнение для описания уровенной поверхности и уравнение состояния.

В качестве граничных условий задается касательное напряжение на водной поверхности, условие непроницаемой поверхности и дна. На дне и боковых границах задается условие прилипания. Параметр Кориолиса обычно принимается постоянным для всей акватории водоема, а рельеф котловины водоема — реальным.

Для оз. Байкал трехмерная баротропная и бароклинные модели разрабатывались сотрудниками Сибирского отделения АН СССР.

В трехмерной бароклинной модели, разработанной и использованной Е. А. Цветовой [212], формирование ветрового течения осуществлялось при непрерывном воздействии атмосферы на водную поверхность озера. При этом учитывалась повторяемость и преемственность типовых полей ветра.

Шаг по времени принимался равным 3 ч, а касательное напряжение ветра на водной поверхности вычислялось по формуле Н. А. Давтян, представленной в виде

$$\tau = \rho_a (0,69 + 0,107 |W|) \cdot 10^{-3} W |W|, \quad (4.56)$$

где W — вектор скорости ветра.

В результате выполненных расчетов получены результирующие схемы циркуляции вод на конец каждого из рассматриваемых отрезков времени с типовой синоптической ситуацией: некоторые из этих схем имеют общие черты со схемой геострофических течений, составленной В. А. Кротовой [99], и со схемами преобладающих течений, составленных ранее В. М. Сокольниковым, М. М. Айнбундом [3] и В. И. Верболовым [24].

Отмеченное вселяет уверенность в целесообразности использования для расчетов течений как наиболее простых, так и сложных математических моделей.

4.18.3. Физическое моделирование

Использования физических моделей для изучения циркуляции жидкости в результате действия различных факторов были начаты очень давно. Однако разнообразные целенаправленные исследования ветровых течений в бассейнах, каналах и на пространственных моделях водных объектов были развернуты в нашей стране лишь в послевоенные годы [38] и продолжают до наших дней. Методика этих исследований непрерывно совершенствуется. В исследованиях ветровых течений, проводившихся Р. Н. Ивано-

вым [55] в круговом штормовом бассейне Морского гидрофизического института АН СССР, и в исследованиях Е. Г. Никифорова [131], проводившихся в остекленном лотке, скорость течения измерялась по движению глубинных и поверхностных поплавков, а в более поздних исследованиях экспериментаторами использовались, как отмечалось выше, более совершенные измерительные средства: гидрометрические вертушки, турбулиметры, термоанометры и др.

Очень важные сведения о ветровых и сейшевых течениях получены на пространственных физических моделях конкретных водоемов.

В ГГИ, в частности, такие исследования выполнялись на пространственных моделях озер Байкал [37, 171], Балхаш [181, 189], Лукомльского [54]; на моделях водохранилищ [184] и заливов (Финского и Рижского) [57] и других водных объектов. По материалам этих исследований получены такого рода сведения, которые не удавалось получить длительное время ни в натуральных условиях, ни путем математического моделирования.

Для обеспечения физического моделирования ветровых течений необходимо располагать следующими сведениями: подводным рельефом котловины в виде плана или карты; схемой характерных полей ветра над водоемом в безледоставный период; таблицей по вторяемостей ветра различной скорости по направлениям; схемой ветровых течений и режимными характеристиками течений в отдельных частях водоема.

Для воспроизведения над водной поверхностью модели типичных ветровых ситуаций необходимо располагать набором вентиляторов различной мощности и устройствами для измерений характеристик ветра, скорости и направления течений, колебаний уровня и других динамических элементов. Для пересчета с модели на натуру скоростей ветровых течений используют разные методы. Наиболее простой метод предложен Н. Е. Кондратьевым и базируется на использовании обобщенного ветрового коэффициента или эмпирической кривой зависимости $v_{\text{пов}} = f(W)$, построенной по данным измерений течений в натуральных условиях [37, 38]. При этом поступают следующим образом. По ветровому коэффициенту или эмпирической кривой $v_{\text{пов}} = f(W)$ вычисляют скорость течения, соответствующую воспроизведенному над пространственной моделью ветру. Эту скорость течения считают равной средней скорости течения на модели при воспроизведенном ветре, а скорость течения в различных местах модели определяют путем умножения средней скорости на отношение измеренного вектора скорости к вектору скорости, соответствующему осредненному значению вектора в рассматриваемом эксперименте. Наряду с наличием простого метода оценки скоростей ветровых течений по данным экспериментов на пространственной модели водного объекта, имеются критерии моделирования, разработанные на строгой теоретической основе. К числу таких разработок относится, например, метод А. В. Караушева [74] и Н. А. Давтян [38].

А. В. Караушев [74] вывел критерии моделирования ветровых течений на основе совместного рассмотрения дифференциального уравнения турбулентного движения потока и выражения касательного напряжения ветра на водной поверхности. При этом он пришел к выводу, что динамическое подобие водного потока, сформированного на неискаженной гидравлической модели водоема под действием ветра, обеспечивается при выполнении следующих трех равенств:

$$\begin{aligned} Fr_m &= Fr_n; \\ N_m &= N_n; \\ D_m &= D_n, \end{aligned} \quad (4.57)$$

где индексом «н» обозначены параметры натурального объекта, а индексом «м» — соответствующие параметры на пространственной гидравлической модели.

Характеристические критериальные величины при этом определяются выражениями:

$$Fr = v_{cp}^2 / (g H I_{cp}); \quad (4.58)$$

$$N = \gamma v_{cp} H / (g A_{cp}); \quad (4.59)$$

$$D = v_{cp}^2 / (k h_{*cp} W_{cp}^2), \quad (4.60)$$

где H , v_{cp} , W_{cp} , I_{cp} и h_{*cp} — соответственно средние значения глубины, скорости течения, скорости ветра, уклона водной поверхности и безразмерной высоты волны, равной отношению высоты волны на водном объекте к высоте волны 1 м; γ — плотность воды; k — коэффициент, равный $1,4 \cdot 10^{-6}$; A — коэффициент турбулентной вязкости, учитывающий влияние волнового перемешивания:

$$A = [\gamma (ch + \pi v H) d_s^{1/3}] / (b_0 g \pi H^{1/3}); \quad (4.61)$$

h — высота волны, м; c — скорость волны, м/с; v — скорость ветрового течения, м/с; b_0 — постоянный коэффициент, согласно оценкам [183], равный 100; d_s — эффективный диаметр частиц донных отложений, мм.

Система критериальных уравнений масштабов для обеспечения физического моделирования ветровых течений на неискаженных гидравлических моделях представлена Караушевым в виде

$$\begin{aligned} \alpha_H \alpha_J &= \alpha_v^2; \\ \alpha_W \alpha_d &= \alpha_v \alpha_H^{1/3}; \\ \alpha_W^2 &= \alpha_v^2 \alpha_h^{-1}, \end{aligned} \quad (4.62)$$

где $\alpha_H = H_n / H_m$; $\alpha_J = J_n / J_m$; $\alpha_v = v_n / v_m$; $\alpha_W = W_n / W_m$; $\alpha_h = h_n / h_m$;

А. В. Караушев отмечает, что одинаковые значения W не всегда обеспечиваются по каждому из трех выведенных им кри-

териев. Для принятия наиболее обоснованного значения скорости ветра над моделью необходимы натурные данные и дальнейшее совершенствование методики лабораторных экспериментов.

Критерии моделирования ветровых течений на искаженных по масштабам пространственных моделях разработаны Давтян [38], исходя из уравнений турбулентного движения и принятия следующих условий: плотность жидкости по глубине постоянна; вертикальный перенос отсутствует. Коэффициент турбулентной вязкости постоянен в пределах между поверхностью и дном водоема. Для натурального и модельного объектов принята тождественность следующих чисел: Струхала (Sh), Россби (Ro), Эйлера (Eu), Фруда (Fr) и параметров, характеризующих воздействия ветра на водную поверхность (D) и турбулентность потока (N) в виде:

$$v_{\text{cp}} t_{\text{cp}} / L = \text{Sh}; v_{\text{cp}} / (\omega L) = \text{Ro}; g P a_{\text{cp}} / (\gamma v_{\text{cp}}^2) = \text{Eu}; \quad (4.63)$$

$$v_{\text{cp}}^2 / (g H_{\text{cp}}) = \text{Fr}; \gamma v_{\text{cp}}^2 H_{\text{cp}} / (g \tau_0 L) = D; \gamma v_{\text{cp}} H_{\text{cp}}^2 / (g A_{\text{cp}} L) = N.$$

Исходя из (4.63), получены следующие зависимости: для неискаженного моделирования

$$\frac{\alpha_v \alpha_t}{\alpha_L} = \frac{\alpha_v}{\alpha_\omega \alpha_L} = \frac{\alpha_P}{\alpha_v^2} = \frac{\alpha_v^2}{\alpha_H} = \frac{\alpha_v^2}{\alpha_\tau} = \frac{\alpha_v \alpha_L}{\alpha_A} = 1; \quad (4.64)$$

для искаженного моделирования

$$\frac{\alpha_v \alpha_t}{\alpha_L} = \frac{\alpha_v}{\alpha_\omega \alpha_L} = \frac{\alpha_P}{\alpha_v^2} = \frac{\alpha_v^2}{\alpha_H} = \frac{\alpha_v^2 \alpha_H}{\alpha_\tau \alpha_L} = \frac{\alpha_v \alpha_H}{\alpha_A} \frac{\alpha_H}{\alpha_L} = 1, \quad (4.65)$$

где α_H и α_L — масштабы соответственно вертикальных и горизонтальных размеров котловины водоема; α_t и α_v — масштабы соответственно времени и скорости; α_ω — масштаб параметра Кориолиса; α_τ — масштаб касательного напряжения; α_P — масштаб давления; α_A — масштаб коэффициента турбулентной вязкости.

Критериальные соотношения (4.64) и (4.65) можно удовлетворить только на модели, масштаб которой относится к натуре, как 1 : 1. Во всех других случаях приходится ограничиваться какими-либо двумя или тремя критериями.

Для неискаженного и искаженного моделирования Давтян рекомендует обеспечивать удовлетворение двух условий: $\text{Fr}_M = \text{Fr}_H$ и $D_M = D_H$, а также добиваться на модели формирования гравитационных волн, сохранять глубоководность по условиям волнения и турбулентный режим потока по скоростям течения.

Основные соотношения для неискаженного моделирования при этом сводятся к следующим:

$$v_H = v_M \sqrt{\alpha_L}; \quad (4.66)$$

$$\tau_H = \tau_M \alpha_L, \quad (4.67)$$

а для искаженного моделирования

$$v_n = v_m \sqrt{\alpha_n}; \quad (4.68)$$

$$\tau_n = \tau_m \alpha_n. \quad (4.69)$$

При моделировании ускорения Кориолиса угловую скорость вращения гидравлической модели определяют из условия подобия радиусов вращения α_R и широты места φ по выражению

$$\omega_m = \alpha_v \alpha_R \alpha_{\sin \varphi} \omega_n. \quad (4.70)$$

На основании рассмотрения предложенных методов установления критериальных соотношений видно, что физическое моделирование ветровых течений является весьма трудоемким делом в отношении как техники экспериментов, так и пересчета данных моделирования к натурным условиям. Однако выполненные ранее эксперименты [37, 185] показывают, что затраты труда и средств чаще всего окупаются большой ценностью получаемых материалов.

СЕЙШЕВЫЕ ТЕЧЕНИЯ

5.1. Основные черты и особенности сейшевых течений

В гл. 1 на основании рассмотрения уравнений движения при стоячих волновых колебаниях уровня в бассейне приведены выражения для составляющих скорости сейшевого течения. При этом отмечено, что скорость сейшевого течения в бассейне и канале прямоугольной формы обычно увеличивается по закону синуса от нулевых значений в пучности до максимальных значений в узловом створе. Там же показаны результаты исследований возбуждения стоячих волновых колебаний и отмечена значительная повторяемость сейшевых явлений в водоемах.

К водоемам сложной формы со сложным подводным рельефом не удается применить многие из существующих детальных теоретических разработок. Наибольшие затруднения возникают при определении местоположения узловых створов и створов пучностей, при установлении распределения по акватории высоты сейшевых колебаний уровня и скорости сейшевого течения.

Не поддаются расчету высота сейшевых колебаний уровня и скорость сейшевого течения, а тем более сведения о повторяемости сейш, что может иметь наибольшую практическую ценность. Названные сведения сравнительно легко можно получить в натуральных условиях путем постановки длительных наблюдений с использованием специальных измерительных средств, но для этого требуется довольно много времени.

Из-за технических трудностей и недостатков средств в предвоенные годы исследованиям были подвергнуты сейши всего лишь нескольких водоемов: оз. Байкал [160, 161], Аральского моря и нескольких других озер. В послевоенные годы натурные исследования сейшевых явлений в озерах заметно активизировались. В 1963 г. были опубликованы первые обобщенные сведения о режиме сейш в крупных озерах на территории СССР [8]. Многие новые сведения о сейшах были получены в связи с подготовкой и изданием капитального труда по гидрологии «Водные ресурсы и водный баланс территории СССР», а также многих монографий по водному режиму отдельных районов территории СССР и конкретных водоемов. Однако в опубликованных материалах содержалось очень мало сведений о сейшевых течениях, хотя к этому времени уже было хорошо известно, что эти течения необходимо учитывать при различных видах хозяйственного использования водо-

емов, особенно при выборе мест размещения и типов конструкции водозаборных и водосбросных сооружений для целей учета пространства и разбавления загрязняющих веществ или установления возможных изменений биологического режима.

Сейшевые течения, наблюдаемые в реальных условиях, обладают рядом характерных черт, благодаря которым их можно сравнительно просто отличить от течений других видов. К этим чертам относятся: синусоидальный ход скорости во времени, периодическая смена направления примерно на 180° и функциональная связь хода скорости с ходом уровня. Благодаря перечисленным чертам сейшевые течения нередко удается не только легко обнаруживать на записях, но и выделять из состава весьма сложных суммарных течений.

Многие качественные и количественные характеристики сейшевых течений удается устанавливать путем постановки исследований на пространственных гидравлических моделях.

Нередко оказывается, что метод гидравлического моделирования сейш более эффективен, чем метод натурных исследований. Однако с помощью гидравлической модели невозможно получить режимные характеристики, поэтому наиболее приемлемым для практического использования является метод сочетания гидравлического моделирования с натурными исследованиями и расчетами, т. е. комплексный метод. При этом удается получить все необходимые элементы сейш и выявить качественные характеристики процессов формирования, взаимодействия и затухания сейш в водоемах простой и сложной формы. Это показано ниже на примерах таких водоемов, как озера Байкал и Балхаш, Каховское и Новосибирское водохранилища.

5.2. Методы оценки скорости сейшевого течения

Имеющиеся в литературных источниках сведения о скорости сейшевых течений относятся преимущественно к проливам и прибрежным зонам. Утверждается, что скорость течения в узких проливах водоемов может достигать 2—3 м/с, а в широких обычно не превышает 1,0 м/с [8, 19, 208]. В прибрежных зонах крупных внутренних водоемов были измерены скорости сейшевых течений, равные 0,2—0,3 м/с.

Очень мало сведений о сейшевых течениях на открытых и удаленных от берегов пространствах водоемов. Оценку скорости для таких районов приходится производить с использованием расчетных формул.

Для расчета средней скорости сейшевого течения в прямоугольном бассейне постоянной глубины H и длины L при высоте колебания уровня h_c рекомендуется формула [8, 80, 133]

$$\bar{v}_c = 2h_c L / (T_1 H_{cp}), \quad (5.1)$$

которая получена путем решения дифференциального уравнения

движения и с учетом выражения периода сейши по Меридиану ($T_1 = 2L/\sqrt{gH}$) приводится к виду

$$\bar{v}_c = h_c \sqrt{g/H}. \quad (5.2)$$

Эту формулу впервые использовал для практических целей, по-видимому, Праудмен. Он установил, что в одном из озер Шотландии, имеющем длину 50 км и среднюю глубину 60 м, при высоте сейшевых колебаний уровня около 0,1 м средняя скорость сейшевого течения составляет около 4 см/с.

Близкие к реальным значения средней скорости сейшевых течений получены с использованием формулы (5.2) авторами монографии [8]. Ими были определены средние значения скорости сейшевых течений для нескольких внутренних водоемов: Аральское море — 15,4 см/с при $h_c = 0,2$ м; оз. Байкал — 2,5 см/с при $h_c = 0,17$ м; оз. Балхаш — 6,1 см/с при $h_c = 0,05$. Так как по формуле (5.2) не удастся учесть морфологию водоема и различия в распределении высоты сейшевых колебаний уровня, среднюю скорость сейшевого течения в работах [144, 171] предложено оценивать по переливающимся объемам жидкости с использованием выражения

$$\bar{v}_c = 4S_i \bar{\xi}_i / (TF_i = 4B_i f_i (TF_i)), \quad (5.3)$$

где F_i — площадь поперечного сечения водоема по створу; T — период сейшевых колебаний уровня; S_i — площадь поверхности водоема, заключенная между расчетным створом и створом ближайшей пучности; $\bar{\xi}_i$ — среднее превышение сейшевого уровня над статическим уровнем в пределах рассматриваемого участка водоема; f — площадь осевой плоскости, заключенная между сейшевым и статическим уровнями в пределах между расчетным створом и створом ближайшей пучности.

По выражению (5.3) можно вычислить среднюю скорость сейшевого течения в любом створе водоема при наличии сведений по морфологии и о распределении высоты сейшевых колебаний уровня вдоль оси водоема или по его акватории.

Можно не сомневаться, что вычисленные таким методом количественные характеристики течений более полны и надежны, чем результаты вычислений по формуле (5.2), использовавшейся впервые Праудменом. В ГГИ с помощью формулы (5.3) получены достаточно детальные сведения о средней скорости сейшевых течений для нескольких крупных водоемов. Они сопоставлялись также с данными исследований на пространственных гидравлических моделях и оказались вполне приемлемыми для практического использования, что показано ниже.

В случае необходимости получения детальных сведений о сейшевых течениях в водоеме или отдельной его части, достаточно обособленной от водоема, приходится обращаться к гидравлическому моделированию. Следует отметить, что первые исследования сейшевых явлений в нашей стране проводились на гидравли-

ческой модели оз. Байкал [160, 161]. Авторами этих исследований была показана возможность использования для этого мелкомасштабных моделей, в частности в масштабе 1 : 500 000.

Поскольку при моделировании сейшевых явлений определяющими являются силы тяжести, то на модели («м») и в натуре («н») должно быть обеспечено равенство чисел Фруда, представляемых, например, в виде [217]

$$[v/(gL)^{1/2}]_м = [v/(gL)^{1/2}]_н, \quad (5.4)$$

где v — характерная скорость; L — характерный линейный размер.

В случае воспроизведения рельефа котловины водного объекта без искажения геометрических размеров выражения для вычисления скорости, расхода воды и времени представляются соответственно в виде [217]:

$$v_н = v_м (L_н/L_м)^{1/2}; \quad (5.5)$$

$$Q_н = Q_м (L_н/L_м)^{5/2}; \quad (5.6)$$

$$T_н = T_м (L_н/L_м)^{1/2}. \quad (5.7)$$

В этих выражениях характерный горизонтальный размер модели $L_м$ принимается равным единице, а $L_н$ показывает кратность превышения размеров натурального объекта над размерами объектов на модели.

При строительстве гидравлических моделей мелководных водоемов обычно приходится допускать искажение геометрических размеров, чаще всего путем воспроизведения вертикальных размеров рельефа котловины в более крупном масштабе, чем горизонтальных. Размеры объектов, измеренные по горизонтали (X), при этом не соответствуют размерам, измеренным по вертикали (Z). Гидравлическая модель водного объекта характеризуется двумя масштабами: горизонтальным в виде отношения $X_м/X_н$ и вертикальным в виде отношения $Z_м/Z_н$.

Для пересчета в натурные условия гидравлических характеристик исследуемого на искаженной модели явления используют следующие выражения для скорости течения, расхода воды и времени:

$$v_н = v_м (Z_н/Z_м)^{1/2}; \quad (5.8)$$

$$Q_н = Q_м (X_н/X_м) (Z_н/Z_м)^{3/2}; \quad (5.9)$$

$$T_н = T_м (X_н/X_м) (Z_м/Z_н)^{1/2}. \quad (5.10)$$

Выражения (5.8)—(5.10) обеспечивают получение достаточно надежных количественных характеристик сейш по данным моделирования. Пересчету на натурные условия могут быть подвергнуты не только осредненные, но и мгновенные характеристики. В результате может быть получено, например, распределение скорости сейшевого течения и его направления по акватории изучаемого водоема или участка.

5.3. Распределение сейшевых течений по акватории водоема

Нередко для решения вопросов хозяйственного использования водоема или с целью оценки влияния хозяйственной деятельности на экологическую обстановку перед изыскателям ставится задача выявить изменения характеристик сейш по акватории водоема. Наибольший интерес при этом обычно представляют сведения о распределении сейшевых течений. Такие сведения в настоящее время можно получить несколькими методами: расчетами с использованием подходящих математических моделей, постановкой наблюдений в натуре и лабораторными исследованиями на гидравлической модели или комплексным методом.

Самым простым и доступным при наличии ЭЦВМ и разработанных программ считается метод математического моделирования. Однако результаты математического моделирования обычно целесообразно верифицировать путем сопоставления хотя бы части их с данными натурных наблюдений. В этом и состоит главное затруднение при использовании математической модели. Кроме этого, для численного решения задачи отдельные исходные сведения приходится также определять по данным натурных наблюдений, что не всегда оказывается выполнимым.

Сведения о распределении сейшевых течений по створам водоема или отдельным его частям в натурных условиях можно получить по данным авиасъемок течений и путем измерений с судов.

Для получения распределения поверхностных течений по створам или отдельным частям водоема наиболее приемлемой считается авиасъемка. Авиасъемки поверхностных течений выполнялись на озерах Байкал, Ладожском, Балхаш и многих других [3, 24, 137]. Широко использовался этот метод и на водохранилищах [188], что неизменно способствовало получению весьма объективных материалов, особенно в случаях надежной привязки маршрутов съемки к береговым ориентирам.

По материалам авиасъемок получено распределение сейшевых течений по нескольким створам Западного Балхаша. Материалы одной из съемок, выполнявшейся в 1982 г. при действии двухузловой сейши и ветра скоростью 3—4 м/с, представлены для примера на рис. 5.1. Наибольшие скорости сейшевых течений получены в створах 2—2 и 5—5, первый из которых расположен в узком (около 4 км) прол. Узунарал, а второй — примерно в 20 км к югу от створа двухузловой сейши.

Наиболее детальные сведения о распределении по створам поверхностных и глубинных течений получены на оз. Балхаш с судов глубинными привязными поплавками. По материалам поплавочных измерений в створах оз. Балхаш установлена, в частности, различная степень изменения скорости с удалением от берегов — незначительная при малых скоростях и весьма существенная при больших скоростях.

Детальные сведения о распределении сейшевых течений одновременно по всей акватории водоема можно получить только при использовании гидравлической модели.

На гидравлической модели сравнительно легко определяется не только распределение количественных характеристик по створам, частям и всей акватории водоема, но и довольно надежно

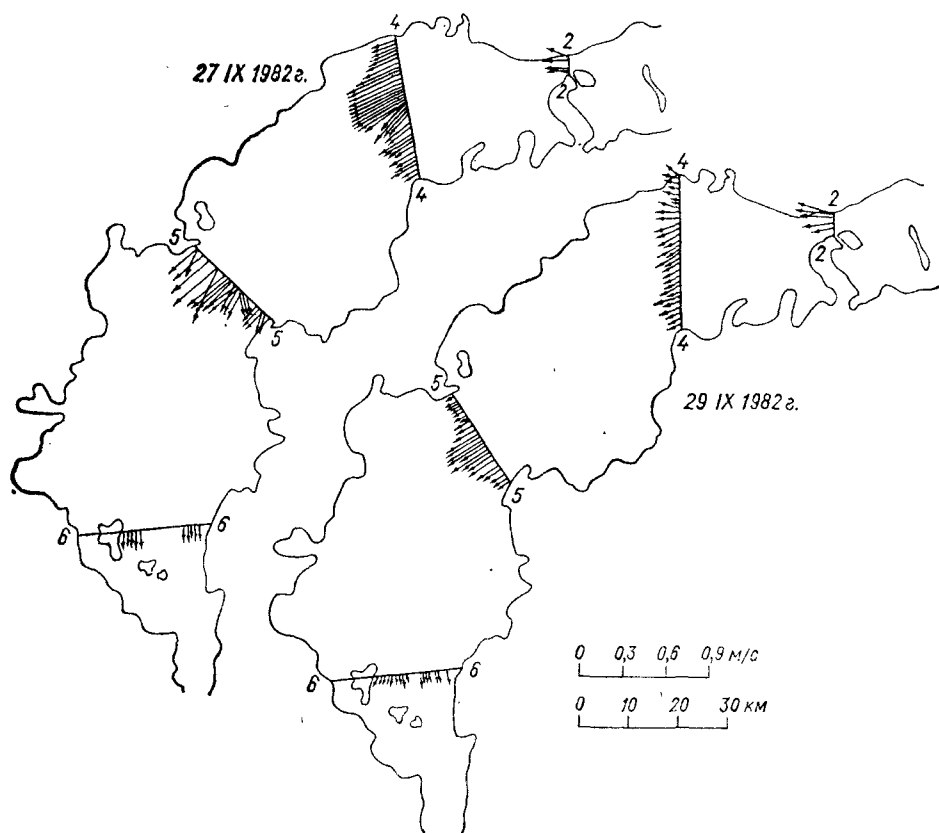


Рис. 5.1. Распределение векторов сейшевых течений по створам Западного Балхаша при слабом ветре (авиасъемка 1982 г.).

выявляются основные качественные черты течений, особенно места завихрений потока и места формирования крупномасштабных циркуляций. Характеристики таких пространственных формирований, выявленные на гидравлических моделях нескольких водоемов, приведены в гл. 2. Здесь же попутно отметим, что сформированные в оз. Балхаш макроциркуляции обнаружены в последнее время на космических снимках. Эти данные вселяют уверенность в том, что и для других водоемов, рассмотренных в гл. 2,

будет подтверждена возможность формирования макроциркуляций в условиях затухания сейшевых течений.

Перейдем к более детальному рассмотрению характеристик сейш конкретных водоемов, полученных с использованием одного, двух и даже трех из перечисленных методов.

5.4. Сейшевые течения в оз. Байкал

В оз. Байкал (площадь водной поверхности 31,5 тыс. км², средняя глубина 730 м) сейши действуют почти непрерывно. Наибольшую повторяемость имеют, согласно данным работы [161], одноузловые колебания (84 % продолжительности безлестованного периода), с периодом около 4 ч 30 мин [171].

Для этих сейш на пространственной гидравлической модели, выполненной с горизонтальным масштабом 1 : 100 000 и вертикальным масштабом 1 : 5 000, получены схемы поверхностных течений. Одна из таких схем с изображениями траекторий возвратно-колебательных перемещений поверхностных поплавков представлена на рис. 2.11. Отчетливо видно, что зона с наибольшими возвратно-колебательными сейшевыми движениями совмещена с Селегинским поднятием дна и что вторая зона увеличенных колебаний располагается над подводным Академическим хребтом. В отдельных местах схемы отчетливо видны изменения ориентировки направлений возвратно-колебательных движений. В некоторых случаях отклонения траекторий движения от прямолинейных являются источником формирования, как отмечалось в гл. 2, макроциркуляционных вихрей, получающих наиболее отчетливые черты на стадии затухания возвратно-колебательных движений. Наименьшая скорость сейшевых течений при одноузловой сейше наблюдается на концевых участках озера, примыкающих к населенным пунктам Нижнеангарску и Култуку, а также в центральной части озера, где площади поперечных сечений створов достигают 50—60 км².

Представленная на рис. 2.11 схема поверхностных сейшевых течений вполне удовлетворительно согласуется с распределением по длине озера осредненных по створам скоростей за время, равное половине периода сейши. Распределение таких скоростей получено путем расчетов по формуле (5.3) с учетом установленного на основании модельных исследований распределения по длине озера высоты сейшевых колебаний уровня [171]. Расчеты выполнены для двух заданных значений высоты сейшевых колебаний уровня: 0,20 и 0,30 м (рис. 5.2). Осредненные значения скорости при сейшевых колебаниях уровня 0,30 м достигают примерно 4,0 см/с в створе селенгинского поднятия дна и около 1,0 см/с в створе над Академическим хребтом. При сейшевых колебаниях уровня, равных 0,20 м, осредненная скорость в указанных створах составила соответственно 2,1 и 0,6 см/с. В центральной части оз. Байкал осредненная скорость при указанных значениях высоты колебаний уровня составляли около 0,03—0,05 см/с.

На основании известных осредненных скоростей сейшевых течений и периода одноузловой сейши легко вычислить распределение вдоль оси озера возвратно-поступательного переноса вод сейшевыми течениями. Перенос вод равен

$$l_c = \bar{v}_c T / 2. \quad (5.11)$$

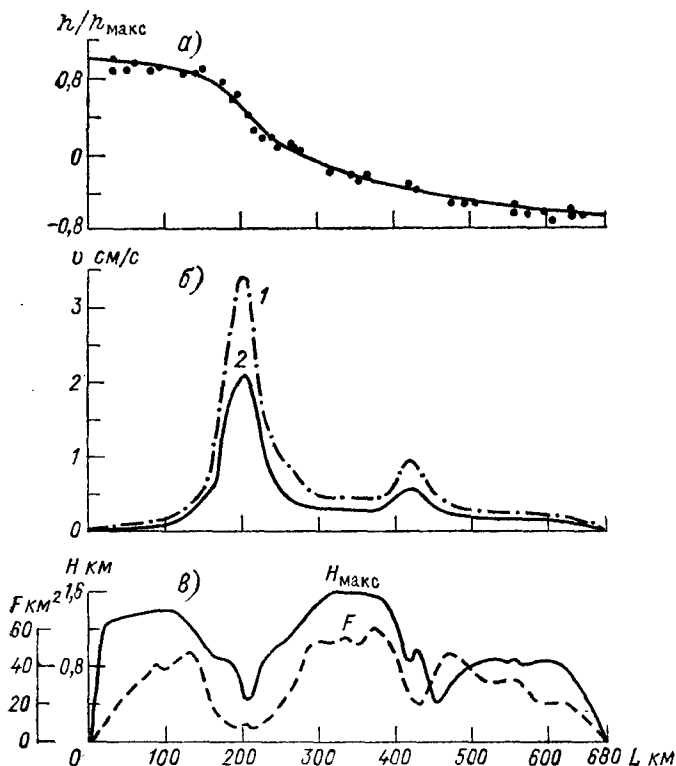


Рис. 5.2. Распределение по длине оз. Байкал относительной высоты сейшевых колебаний уровня (а), скорости сейшевых течений (б) и морфометрических характеристик (в).

Значения $h_{\text{макс}}$: 1 — 0,30 м, 2 — 0,20 м; L — расстояние от южной оконечности озера.

Следует заметить, что поскольку скорость сейшевого течения изменяется во времени по закону синуса, то максимальная скорость превышает соответствующее осредненное значение в 1,57 раза. Это обстоятельство использовано при составлении табл. 5.1, в которой приведены также осредненные значения скорости и переноса вод сейшевыми течениями на различном расстоянии от южной оконечности озера. Таблица 5.1 составлена путем

Таблица 5.1

Скорость сейшевых течений и путь возвратно-поступательного переноса вод в центральной части оз. Байкал при различной высоте одноузловых сейшевых колебаний уровня

Расстояние от южной оконечности озера, км	Высота колебаний уровня, м								
	0,10			0,15			0,20		
	$v_{\text{ср}}$ см/с	$v_{\text{макс}}$ см/с	l м	$v_{\text{ср}}$ см/с	$v_{\text{макс}}$ см/с	l м	$v_{\text{ср}}$ см/с	$v_{\text{макс}}$ см/с	l м
210	2,12	3,33	172	3,18	5,00	260	4,26	6,70	345
290	0,71	1,12	58	1,06	1,67	86	1,41	2,21	114
340	0,28	0,44	23	0,42	0,66	34	0,57	0,90	46
400	0,68	1,07	55	0,99	1,55	80	1,34	2,10	108

пересчета на натуру по правилу Фруда [217] данных исследований, полученных на пространственной гидравлической модели озера.

5.5. Сейшевые течения в оз. Балхаш

В оз. Балхаш (площадь водной поверхности около 18,0 тыс. км², средняя глубина 6,2 м [8, 189]) сейши действуют, как отмечалось выше, в среднем около 60 % времени, а в отдельные месяцы безледоставного периода суммарное время их действия достигает 80 % [181]. Высота колебаний уровня и скорость сейшевых течений при этом существенно превышают соответствующие характеристики сейш оз. Байкал. По этой причине и в связи с мелководностью озера сейшевые течения играют важную роль в процессах переноса и перемешивания вод, в формировании специфических черт гидрохимического и гидробиологического режима.

Детальные исследования сейшевых течений оз. Балхаш были выполнены сотрудниками ГГИ в 1981—1983 гг. К этим годам относятся обширные лабораторные исследования, проводившиеся на пространственной гидравлической модели озера, имевшей масштабы: плановый 1 : 50 000, вертикальный 1 : 50 (рис. 5.3). Большой объем исследований выполнен в натурных условиях с использованием авиаметодов, длительной регистрации течений приборами БПВ-2, регулярных измерений глубинными поплавками на рейдовых вертикалях и эпизодических съемок с судов по створам Западного Балхаша и прол. Узунарал. Рассмотрим некоторые из полученных таким путем результатов.

По данным авиасъемок, проводившихся преимущественно при слабом ветре, сейшевые течения в пределах всей акватории Западного Балхаша действовали в одном направлении, то к прол. Узунарал, то от него. Такой вид переноса вод соответствует действию двухузловой сейши. Результаты одной из съемок представлены на рис. 5.1.

Наиболее детальные сведения о распределении сейшевых течений по акватории озера при действии сейш с различным числом узлов получены на гидравлической модели. Исследованию подвергнуты сейши, охватывающие все озеро, и сейши, действующие только в пределах Западного или Восточного Балхаша. Последнее достигалось путем расчленения озера на две части по створу прол. Узунарал. Примеры таких полей течений показаны в работе [189].

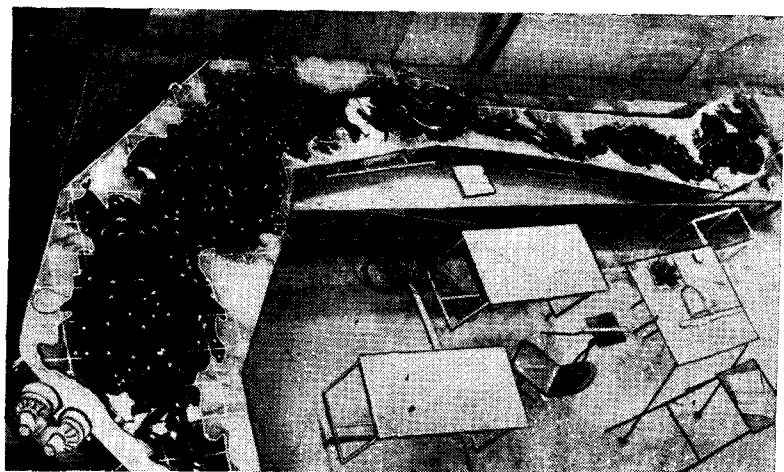


Рис. 5.3. Общий вид пространственной гидравлической модели оз. Балхаш в русловой лаборатории ГГИ (вид сверху).

Материалы экспериментов показали плавное, синусоидального вида уменьшение скорости сейшевых течений от узловых створов по направлению к ближайшим пучностям, а также незначительные изменения возвратно-поступательных движений по ширине озера. Наряду с этим, в отдельных местах траектории приобретали зигзагообразные очертания или плавные искривления, свидетельствующие о поперечном смещении частиц жидкости и завихренности движения. Чаще всего такие искажения траекторий отмечались у мысов, резких искривлений направления берега озера или подводного склона. Вблизи таких мест чаще всего формируются крупномасштабные циркуляции, рассмотренные в гл. 2. Достаточно детальные сведения о распределении осредненной скорости сейшевых течений вдоль оси озера получены путем расчетов по формуле (5.3) с использованием наблюдаемых данных о периодах сейш и экспериментальных данных о распределении высоты сейшевых колебаний уровня. Эти сведения для трех основных видов сейш всего озера (двух-, трех- и четырехузловых) представлены в относительном выражении — по отношению

к осредненному значению в пределах одного из узловых створов озера, за время, равное половине периода сейши, но наибольшее по сравнению с другими узловыми створами при рассматриваемом виде сейш, и условии, что высота сейшевых колебаний уровня

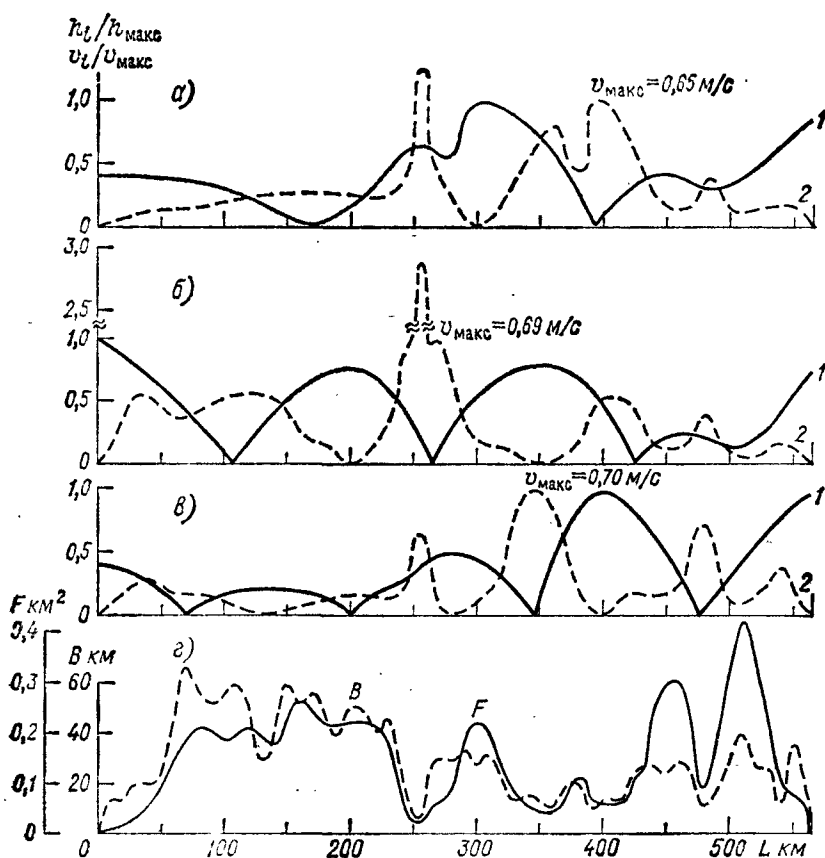


Рис. 5.4. Распределение по длине оз. Балхаш относительной высоты сейшевых колебаний уровня (1) и скорости сейшевых течений (2) при действии сейш.

Сейши: а — двухузловые, б — трехузловые, в — четырехузловые; г — морфометрические характеристики: B — ширина озера, F — площадь водного сечения по створам; L — расстояние от западной оконечности озера.

в одном из створов пучности равна 1,0 м, а $h_{ci}/h_{с. макс} = 1,0$ (рис. 5.4).

По кривым на рис. 5.4 легко определить морфометрические характеристики створа (площадь сечения F и ширину B) на любом заданном расстоянии от его южной оконечности, относительные осредненные скорости сейшевого течения $v_{ci}/v_{с. макс}$ и относительную высоту сейшевого колебания уровня $h_{ci}/h_{с. макс}$. Абсо-

лутные значения осредненной скорости сейшевых течений, например при двухузловой сейше, имеющей высоту колебания уровня, равную 1,0 м в створе пучности на расстоянии 300 км от южной оконечности озера, равны на основании рис. 5.4 следующему: в узловом створе на расстоянии 165 км от южной оконечности, где $h_{ci}/h_{c. \text{ макс}} = 0,0$; $v_{ci}/v_{c. \text{ макс}} = 0,25$, $v_{ci} = 0,65 \cdot 0,25 = 0,16$ м/с; в прол. Узунарал на расстоянии 255 км от южной оконечности озера, где $h_{ci}/h_{c. \text{ макс}} = 0,65$, $v_{ci}/v_{c. \text{ макс}} = 1,25$, $v_{ci} = 0,65 \cdot 1,25 = 0,81$ м/с.

Данными рис. 5.4 можно воспользоваться для определения объемов переноса вод сейшевыми течениями за расчетные периоды любой длительности, что будет показано ниже.

5.6. Сейшевые течения в Каховском водохранилище

Сейшевые и суммарные течения в Каховском водохранилище (площадь водной поверхности 2150 км², средняя глубина 8,5 м) исследовались экспедиционными группами ГГИ в 1969—1971 гг. теми же методами, что и при работах на оз. Балхаш. Сведения о распределении сейшевых течений по акватории озеровидных плесов водохранилища получены по данным авиасъемок и лабораторных экспериментов.

Во время авиасъемок, наряду с сейшевыми течениями, действовали стоковые и очень слабые ветровые течения. Это обстоятельство затруднило освещение поля сейшевых течений в натурных условиях. Неискаженные поля сейшевых течений получены на пространственной гидравлической модели, выполненной в масштабах: плановый 1 : 25 000, вертикальный 1 : 100 (см. рис. 2.13).

Наибольшее внимание в исследованиях было уделено одноузловым двухузловым сейшам, имеющим в натурных условиях периоды, равные соответственно 13 ч 24 мин и 7 ч 18 мин.

Сейшевые течения наиболее отчетливо выражены в местах сужений водохранилища, разделяющих его на озеровидные плесы. На плесах скорость сейшевых течений в 2—3 раза меньше, чем в местах сужений, а поля течений почти повсеместно осложнены, как показано в гл. 2, крупномасштабными вихревыми образованиями (см. рис. 2.14). Такие образования достигают наибольшей выраженности в водохранилище в праздничные и выходные дни, когда турбины Каховской ГЭС и Днепровской ГЭС им. В. И. Ленина работают в условиях очень малых постоянных нагрузок или полностью отключены.

В условиях работы турбин на полную нагрузку и при наличии дополнительных холостых сбросов через водосливы сейшевые течения чаще всего выражены слабо или даже полностью ликвидируются мощными стоковыми течениями.

Распределение осредненной по створам скорости за отрезки времени, равные половине периода сейши, получено по данным расчетов с использованием экспериментальных сведений об изменении вдоль водохранилища высоты сейшевых колебаний уровня.

Результаты расчетов в виде абсолютных значений осредненной скорости, соответствующих сейшевым колебаниям уровня у Каховской ГЭС, равным 1,0 м, представлены на рис. 5.5. Хорошо видно, что осредненная скорость сейшевых течений при одноузловых колебаниях в сужениях водохранилища достигает 0,55—0,58 м/с, а в озеровидных расширениях уменьшается до 0,1—0,3 м/с. Осредненная скорость сейшевых течений при двухузловой

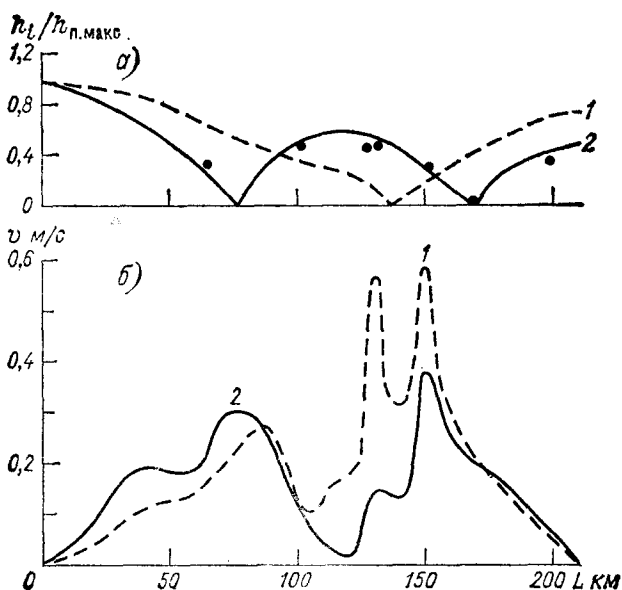


Рис. 5.5. Распределение по длине Каховского водохранилища относительной высоты сейшевых колебаний уровня (а) и средней скорости сейшевых течений (б).

1 — одноузловые колебания, 2 — двухузловые колебания;
 L — расстояние от плотины Каховской ГЭС.

сейше водохранилища в сужениях достигает 0,30—0,38 м/с, а в озеровидных расширениях уменьшается до 0,15—0,20 м/с.

Данными рис. 5.5 можно воспользоваться для установления осредненной скорости сейшевых течений, соответствующей различной заданной высоте колебаний уровня. Если высота сейшевых колебаний уровня будет равна, например, 0,5 или 0,25 м, то приведенные на рис. 5.5 значения осредненной скорости сейшевых течений должны быть уменьшены соответственно в 2 или 4 раза.

5.7. Режимные характеристики сейш

Для решения многих практических задач рассмотренных выше сведений о сейшах оказывается недостаточно, часто возникает необходимость в установлении режимных характеристик сейш. Та-

ких характеристик в литературных источниках очень мало, а их определение путем постановки натурных исследований обычно является весьма трудоемким делом. Некоторые данные о продолжительности действия сейш удалось обнаружить лишь для нескольких водоемов. Так, в работе [138] указывается, что в Онежском озере сейши с периодом 1—4 ч и средней высотой 5—7 см в летние месяцы действуют от 5 до 10 сут, в зимние месяцы — от 4 до 7 сут. На Аральском море [145] сейши и сейшеобразные колебания уровня высотой 10—12 см наблюдались ранее практически постоянно, а в одном из случаев они продолжались непрерывно в течение 22 сут. На оз. Иссык-Куль сейши иногда продолжают непрерывно в течение 40—65 ч, а на оз. Белом в отдельные сезоны они столь часты, что трудно найти суточную лимниграмму, на которой не были бы выражены периодические колебания, близкие по виду к сейшевым [8].

В последние десятилетия в ГГИ получены довольно детальные режимные характеристики сейш для нескольких водоемов. Рассмотрим часть этих сведений в качестве примеров, показывающих возможные диапазоны изменчивости и вероятности отдельных элементов сейш, а также сложность явления.

Наиболее значительные сейшевые колебания уровня и сейшевые течения получены на оз. Балхаш, а наименьшие — на Новосибирском водохранилище.

В оз. *Балхаш* суммарная продолжительность сейшевых явлений в отдельные месяцы составляет, как отмечалось выше, 50—80 %, а в среднем за безледоставный период — около 61 %. Сейши характеризуются интенсивным затуханием — высота каждого последующего колебания нередко на 20—40 % меньше, чем предыдущего.

Для установления режимных характеристик сейш этого озера использованы данные наблюдений местной гидрометеобсерватории и данные, полученные экспедицией ГГИ. По этим данным установлено, что на гидрологическом посту ГМО Балхаш, расположенном вблизи г. Балхаш, чаще всего наблюдаются колебания уровня в диапазоне от 6 до 15 см. Сейши с высотой колебания более 20 см наблюдаются в 23 % случаев, а с высотой более 40 см — всего в 1,62 % случаев (табл. 5.2).

Периоды сейшевых колебаний на гидрологическом посту ГМО Балхаш чаще всего составляют 23—26 ч (32,37 %), 19—22 ч (22 %) и 15—18 ч (20,0 %). Колебания с периодом 11—14 ч наблюдаются примерно в 10 % случаев. Полученные значения свидетельствуют о преобладании в указанном пункте двух- и трехузловых сейш, действующих в пределах всего озера, и одно- или двухузловых сейш — в пределах Западного Балхаша.

Высота сейшевых колебаний уровня изменяется по длине озера в широких пределах. В ГМО Балхаш, пунктах Мынарал и Чиганак в 1981 и 1982 гг. были зарегистрированы колебания, высота которых достигла 60 см. В районе о. Тасарал и пункта Сарышаган в указанные годы наблюдалась наименьшая высота колеба-

Таблица 5.2

Повторяемость периодов сейш по градациям высоты колебаний уровня на гидрологическом посту ГМО Балхаш¹, %

Высота колебания уровня, см	Период колебаний, ч							Сумма, %
	2—8	9—10	11—14	15—18	19—22	23—26	>27	
1—5	0,82	1,22	1,23	1,22	1,43	1,83	—	7,75
6—10	0,61	2,86	4,69	7,35	5,11	6,73	1,22	28,57
11—15	0,61	0,82	3,05	5,52	5,66	8,71	1,63	26,00
16—20	0,20	0,61	0,40	3,06	3,67	5,08	1,63	14,65
21—25	—	—	—	1,83	2,45	4,31	0,61	9,20
26—30	—	0,20	0,20	0,20	1,84	3,47	1,02	6,93
31—35	—	—	0,61	0,81	0,81	0,81	0,61	3,65
36—40	—	—	0,40	—	0,61	0,41	0,20	1,62
41—45	—	—	—	—	0,20	0,20	—	0,40
46—55	—	—	—	—	—	0,41	—	0,41
55	—	—	—	—	0,41	0,41	—	0,82
Сумма, %	2,24	5,71	10,58	19,99	22,19	32,37	6,92	100,00

¹ 1971—1974, 1981 гг., общее число сейш — 491.

ний уровня. Не исключено, что рассмотренными данными наблюдений охватывался не весь возможный диапазон колебаний, поскольку при наибольших изменениях уровня поплавки или грузы-противовесы самописцев обычно опускались на дно озера. Следует заметить, что режимные характеристики, представленные в табл. 5.2 и на рис. 5.4, использованы для определения приводимых ниже объемов переноса вод сейшевыми течениями через створы озера.

В *Каховском водохранилище* в 1970 и 1971 гг. одноузловые сейши возникали обычно 2—4 раза в месяц, а затухание каждой из них происходило в течение 1,5—2,0 сут. Двухузловые сейши с высотой колебания уровня 2—5 см в безледоставный период возникали 4—6 раз в месяц, а затухали в течение 2—3 сут.

Довольно часто наблюдались трех- и четырехузловые сейши с высотой колебания уровня 3—5 см, реже 7—10 см. У створа равновесия водохранилища (г. Энергодар) наиболее часто наблюдались двух- и трехузловые сейши и сейшеобразные колебания с периодом 5,0—8,5 и 2,8—4,9 ч. Общая продолжительность всех периодических колебаний уровня за летние месяцы 1970 г. составила 975 ч, а за тот же период 1971 г. — 1329 ч, что равно 30—45 % общей продолжительности сезона, охваченного измерениями (табл. 5.3).

В *Новосибирском водохранилище*, длина которого 165 км, а средняя глубина 8,2 м (при НПУ), периоды сейш, вычисленные по формуле Мериана, составляют: одноузловая — 10,2 ч, двухузловая — 5,1 ч, трехузловая — 3,3 ч, четырехузловая — 2,5 ч. Сведения о периоде и высоте сейшевых колебаний уровня этого водо-

Таблица 5.3

Число и общая продолжительность сейшевых колебаний уровня различного периода в центральной части Каховского водохранилища за летние месяцы 1970 и 1971 гг.

Период, ч	1970 г.		1971 г.	
	число колебаний	продолжительность, ч	число колебаний	продолжительность, ч
9—14,5	13	156	12	144
5,0—8,5	37	251	67	456
2,8—4,9	129	504	164	640
2,0—2,7	14	33	11	26
1,0—1,9	21	31	42	63
Сумма		975		1329

хранилища получены в ГГИ путем обработки лент самописцев уровня за три безледоставных периода (1976, 1978 и 1980 гг.).

У плотины ГЭС (Верхний Бьеф) упорядоченные колебания уровня чаще всего имеют период около 1,5—2,0 ч, а высоту колебаний — около 1,5—2,0 см. В отдельные месяцы безледоставного периода довольно часто возникают колебания уровня с периодом 3—5 ч, составляющие 3—6 см, реже 8—10 см. Очень редко у плотины ГЭС наблюдаются сейшеобразные колебания с периодом 6—7 и 8—10 ч.

В русловой части водохранилища, которая характеризуется данными гидрологических постов Ординское и Спирино, чаще всего наблюдаются сейшевые колебания с периодом 1—2 ч и колебания с периодом 3—5 ч, имеющие высоту 2—4 см. Колебания

Таблица 5.4

Количественные характеристики сейшевых и сейшевидных колебаний уровня в различных пунктах Новосибирского водохранилища (по данным 1976, 1978 и 1980 гг.)

Пункт	Период колебаний, ч											
	1—2			3—5			6—7			8—10		
	число колебаний	высота колебаний, см	повторяемость, %	число колебаний	высота колебаний, см	повторяемость, %	число колебаний	высота колебаний, см	повторяемость, %	число колебаний	высота колебаний, см	повторяемость, %
Верхний Бьеф	68	1,8/5	1,66	63	3/10	4,10	2	4,7/5	0,21	2	5/6	0,29
Спирино	32	3/6	0,78	18	2,5/6	1,17	4	3/5	0,42	4	4,7	0,59
Соколово	4	2/3	0,10	3	3/6	0,20	2	3/4,5	0,21	—	—	—

Примечание. В числителе приведена средняя высота колебаний уровня, в знаменателе — максимальная. Повторяемость сейш вычислена в процентах общей продолжительности времени, за которое подвергнуты обработке хронограммы уровня при НПУ.

с периодом 6—7 и 8—10 ч и высотой до 5—7 см наблюдаются в безледоставный период при НПУ — по 1—2 раза.

В зоне выклинивания подпора водохранилища, характеризующей данными гидрологического поста Соколово, в безледоставный период при НПУ наблюдается всего один-два колебания с периодом 1—2, 3—5 и 6—7 ч, имеющих высоту порядка 2 см и редко достигающих 6—7 см.

Таким образом, результаты обработки записей уровня показали, что повторяемость сейшевых колебаний уровня убывает по длине Новосибирского водохранилища от 6,3 % у плотины ГЭС до 3,0 % у Спирино и до 0,4 % у Соколово (табл. 5.4). Высота сейшевых колебаний уровня при этом чаще всего составляет 2—3 см, а наибольшая достигает 8—10 см. Из этого следует, что сейшевые явления в Новосибирском водохранилище не могут оказывать существенного влияния на динамику вод и условия формирования водных масс с различными физико-химическими и биологическими свойствами.

5.8. Объемы переноса вод сейшевыми течениями

Для решения практических задач, связанных, например, с выяснением причины изменения минерализации или локализации загрязняющих веществ в отдельных частях водоема, крайне важными являются оценки объемов переноса вод течениями различных видов и в том числе переноса вод сейшевыми течениями. Последнее можно осуществить при наличии режимных характеристик сейш, сведений о морфологии водоема и распределении вдоль водоема высоты сейшевых колебаний уровня и скорости сейшевых течений. Такие сведения были получены ГГИ для оз. Балхаш, что и позволяет воспользоваться ими в качестве примера при освещении рассматриваемого вопроса.

Объем переноса воды Ω через любой рассматриваемый створ озера при конкретной высоте сейшевых колебаний уровня можно вычислить по формуле

$$\Omega = F_i \sum^n v_{c. \text{ср}} t_i, \quad (5.12)$$

где F_i — площадь водного сечения по рассматриваемому створу; $v_{i. \text{ср}}$ — средняя скорость сейшевого течения по рассматриваемому створу при каждой учитываемой высоте колебания уровня; t_i — продолжительность действия сейш учитываемого вида и высоты.

Средняя скорость сейшевого течения $v_{c. \text{ср}}$ при рассматриваемых условиях вычисляется по формуле (5.3) или снимается с графика (см. рис. 5.4) с последующей корректировкой применительно к заданной высоте колебаний уровня.

В расчетах объемов переноса в оз. Балхаш принято следующее:

— в качестве основных видов — двух-, трех- и четырехузловые сейши, охватывающие все озеро и имеющие период, соответственно равный 24,0, 15,5 и 12,0 ч;

— повторяемость всех основных видов сейш — равной 60,7 % продолжительности безледоставного периода (215 сут), а повторяемость каждого учитываемого вида сейш — соответственно равной 25,0, 13,4 и 6,5 % (сейши с числом узлов более четырех и неупорядоченные сейши общей повторяемости около 16 % исключены из рассмотрения);

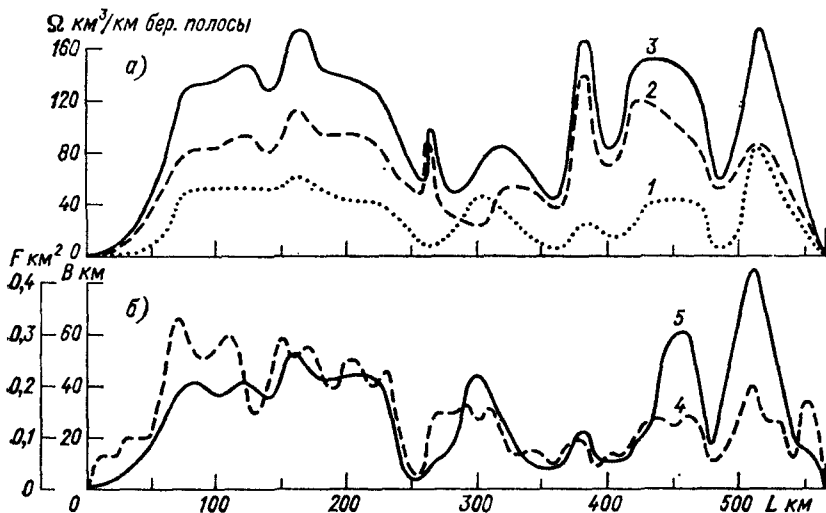


Рис. 5.6. Изменение объемов переноса воды Ω через створы оз. Балхаш за безледоставный период в результате действия течений (а) в сопоставлении с изменением морфометрических характеристик (б).

Течения: 1 — ветровые, 2 — сейшевые, 3 — суммарные; 4 — ширина озера, 5 — площадь водного сечения; L — расстояние от западной оконечности озера.

— учету подвергнуты сейшевые колебания уровня 50 %-й обеспеченности, высота которых в створах пучностей Западного Балхаша для сейш учитываемых видов принята на основании наблюдений соответственно равной 0,16, 0,14 и 0,11 м;

— распределение по длине озера относительной высоты сейшевых колебаний уровня и скорости сейшевых течений взято по рис. 5.4 и данным работы [189].

Результаты расчетов объемов переноса воды сейшевыми течениями через створы озера за безледоставный период представлены на рис. 5.6. На рисунке видно, что наибольший объем переноса воды сейшевыми течениями через один из створов Восточного Балхаша достигает 140 км^3 , а через один из створов Западного Балхаша — около 110 км^3 . Один из створов, где объем переноса

близок к наименьшему и составляет за безледоставный период около 22 км^3 , располагается примерно в 45 км восточнее прол. Узунарал. Этот створ располагается вблизи места размещения пучиостей двух- и четырехузловой сейш, которые и являются причиной снижения объемов переноса вод. Следует заметить, что полученные по расчетам объемы переноса вод сейшевыми течениями в оз. Балхаш в 2—3 раза превышают объемы двухстороннего переноса вод ветровыми течениями и в десятки раз превышают возможный так называемый балансовый переток вод.

ТЕЧЕНИЯ В ЗОНЕ ПРИБРЕЖНОГО МЕЛКОВОДЬЯ И НА БЕРЕГОВЫХ ОТМЕЛЯХ

6.1. Основные черты динамики вод

Прибрежным мелководьем принято считать зону, которая окаймляет сушу и расположена в пределах глубин $0,5\bar{\lambda} \geq H > H_{кр}$, т. е. со стороны берега ограничена внешней границей прибойной зоны, а со стороны открытого водоема — глубинами, начиная с которых на движении штормовых волн ощущается влияние дна. Береговая отмель со стороны берега ограничена урезом воды, а со стороны водоема — границей прибрежного мелководья, т. е. охватывает зону, в пределах которой происходит интенсивная трансформация и окончательное разрушение ветровых волн.

Ширина зоны прибрежного мелководья зависит от уклона дна и изменяется от нескольких десятков метров на участках с большими уклонами подводного склона до нескольких километров на участках с очень пологим дном. На участках относительно приглубого берега береговая граница зоны располагается вблизи уреза, а на участках с отчетливо выраженными отмелями практически совмещается с внешним склоном отмели.

В зоне прибрежного мелководья могут действовать любые из формирующихся в водоемах видов течений — ветровые, волновые, стоковые, сейшевые и плотностные. Однако по мере продвижения к берегу и с уменьшением глубины стоковые, сейшевые и плотностные течения обычно затухают, а ветровые и волновые изменяются незначительно или даже усиливаются. Если в открытом водоеме скорости стоковых и сейшевых течений незначительны, то в рассматриваемой зоне процессы переноса вод практически полностью определяются ветровыми и волновыми течениями. Стоковые течения отчетливо выражены на тех участках, в пределы которых впадают сравнительно крупные притоки.

В весенние месяцы в зоне прибрежного мелководья некоторых водоемов при наличии выраженной стратификации плотности могут наблюдаться бароклинные волны типа волн Кельвина, сопровождающиеся местным переносом и подъемом глубинных вод, которое называется апвеллингом [203, 208]. Наряду с длинопериодными волнами, в зону прибрежного мелководья иногда вторгаются сравнительно короткопериодные волны типа волн Пуанкаре [10, 67], также сопровождающиеся местными горизонтальными и вертикальными переносами вод.

Наряду с упомянутыми явлениями, в зоне прибрежного мелководья довольно отчетливо выражены следующие процессы: а) рефракция ветровых волн; б) постепенный переход круговых волновых орбит в эллиптические или удлинённых циклоидальных траекторий в укороченные; в) постепенный разворот дрейфовых течений косо́го направления (к берегу) и переход их во вдольбереговые течения; г) формирование в условиях подхода ветровых волн по нормали к берегу компенсационных течений в виде распластанного потока или сосредоточенной струи, охватывающей всю толщу воды; д) постепенное увеличение турбулизации вод по мере продвижения к берегу в связи с разрушением забурунивающих гребней волн, взаимодействием дрейфового и компенсационного течений, увеличением шероховатости дна и др.; е) взмучивание и местные перемещения донных отложений.

В рассматриваемой зоне возможно формирование и некоторых других явлений, но перечисленные явления и процессы имеют более важное значение, например для хозяйственного использования этой зоны.

Над береговой отмелью наиболее отчетливо выражены следующие характерные черты: а) интенсивно забурунивающиеся волны завершают процесс рефракции, окончательно разрушаются и образуют поток наката; б) волновые колебания частиц имеют характер возвратно-поступательных движений, а траектории движений в условиях вдольберегового течения похожи на сплюснутые спирали или зигзагообразные кривые; в) перенос вод происходит за счет энергии разрушающихся волн и осуществляется преимущественно вдоль берега при косом подходе волн к отмели или в сторону водоема в виде сосредоточенных и распластанных струй при подходе волн по нормали к линии берега; г) турбулизация вод достигает наибольшего развития преимущественно за счет забурунивания и разрушения волн, а также концентрации возвратно-поступательного волнового потока и взаимодействия его с вдольбереговым и компенсационным течениями; д) под действием волновых колебательных движений и переносных течений происходит интенсивное взмучивание твердых частиц и возникают такие аккумулятивные формы, как знаки ряби, рифели, подводные валы, косы и др.; е) под действием течений происходит перенос наносов вдоль берега и частичный вынос их за пределы береговой отмели.

6.2. Течения в зоне прибрежного мелководья

6.2.1. Основные черты циркуляции вод

Ветровые и волновые течения, преобладающие в зоне прибрежного мелководья, формируют своеобразные системы циркуляции вод, каждая из которых свойственна определенному ветру и волнению.

На основании обобщения многочисленных съемок течений, выполненных экспедиционными группами ГГИ на нескольких водных объектах при различных ситуациях, составлено пять типичных схем циркуляций. Рассмотрим основные черты каждой из этих схем.

1. Ветер действует с водоема примерно по нормали к линии прямолинейного берега [рис. 6.1а—в]. При этом ветре возможно формирование одной из следующих трех схем циркуляции вод:

а) перенос вод в верхних слоях направлен преимущественно к берегу, а компенсационный перенос в придонных слоях — от берега, т. е. циркуляция осуществляется в вертикальной плоскости (рис. 6.1а). Такая циркуляция вод чаще всего формируется при слабом ветре и реже при ветре средней силы;

б) поверхностные течения направлены преимущественно к берегу, а придонные постепенно отклоняются от этого направления в какую-либо сторону и на береговой границе зоны следует примерно вдоль берега (рис. 6.1б). Эта схема переноса вод чаще всего формируется при сравнительно слабом, но продолжительном по времени ветре, когда в прибойной зоне действует или периодически возникает вдольбереговое течение;

в) течение на одних участках зоны направлено к берегу и охватывает всю толщу воды, а на соседних участках в пределах всей толщи воды действует в сторону внешней границы зоны в виде так называемого разрывного течения (рис. 6.1в). Эта схема переноса вод чаще всего формируется во время сильных штормов.

2. Ветер действует с водоема под острым углом (примерно в диапазонах $5-85$ или $275-355^\circ$) к нормали, восстановленной к генеральному направлению линии берега (рис. 6.1г). Поверхностные течения у внешней границы зоны примерно совпадают с направлением ветра, но постепенно отклоняются от этого направления и движутся параллельно берегу на береговой границе зоны.

Придонные течения отклоняются от направления ветра в сторону оси водоема на больший угол, чем поверхностные течения, и в центральной части зоны, а тем более на ее береговой границе, имеют составляющую, направленную от берега [179]. В результате расхождения поверхностных и придонных струй потока в рассматриваемой зоне возникает циркуляция вод относительно горизонтальной оси, направленной вдоль линии берега. На формирование таких схем циркуляции вод обычно приходится около половины всех случаев наблюдения течений на прямолинейных участках берега.

3. Ветер действует примерно вдоль генерального направления линии берега (угол относительно нормали к линии берега составляет $85-95$ или $265-275^\circ$). Ветровое течение при этом ветре практически совпадает с направлением линии берега и направлением ветра. Только у береговой границы зоны поверхностные течения иногда имеют составляющую, направленную к берегу, а

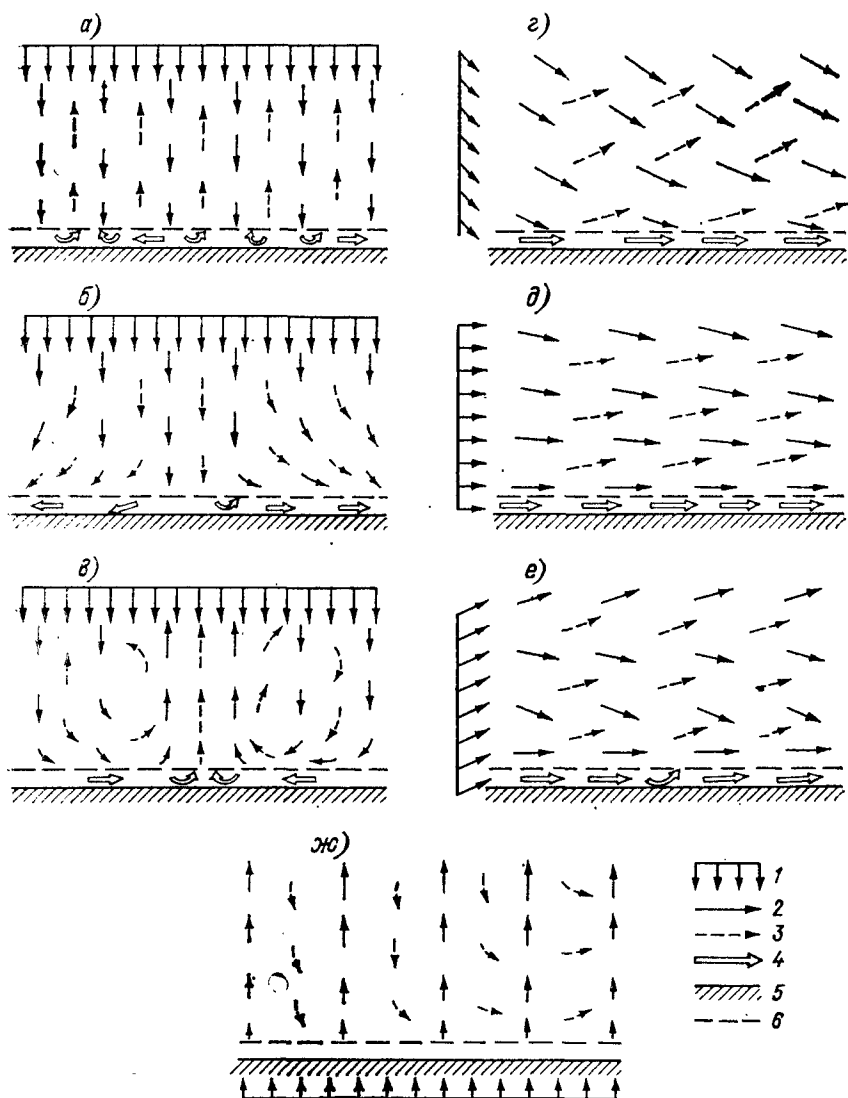


Рис. 6.1. Основные типы пространственной циркуляции вод в зоне прибрежного мелководья и на береговых отмелях при ветрах разных направлений относительно берега.

1 — направление ветра, 2 — поверхностное течение, 3 — придонное течение, 4 — течение над береговой отмелью, 5 — линия уреза, 6 — внешняя граница береговой отмели.

природные течения — составляющую, направленную от берега в сторону внешней границы зоны (рис. 6.1 д).

4. Ветер действует с суши под острым углом к линии берега (угол относительно нормали к линии берега равен примерно 95° — 135° или 225° — 265°). Циркуляция вод в зоне прибрежного мелководья при данном ветре обычно обусловлена макроциркуляцией, охватывающей весь водоем или его обособленную часть, и существенно зависит, особенно во время сильных штормов, от скорости и направления волнового переноса воды. Результирующий перенос вод на береговой границе зоны чаще всего направлен примерно вдоль берега, а на внешней границе зоны — примерно по диагонали угла между вектором ветра и направлением линии берега (рис. 6.1 е). Придонное течение на береговой границе зоны обычно направлено от берега примерно вдоль фронта рефрагирующих волн, в центральной части зоны — от берега к внешней границе зоны. На внешней границе зоны угол между вектором поверхностного и придонного течений может составлять около 110° — 140° .

Направление придонного течения при слабом ветре в пределах всей зоны может совпадать с направлением ветра.

У вогнутого в плане участка, особенно такого, который составляет часть водоема кругового или эллиптического очертания, придонные течения при рассматриваемом ветре следуют в направлении той части водоема, с линией берега который вектор ветра над акваторией водоема составляет острый угол.

5. Ветер направлен с суши примерно по нормали к линии берега. Поверхностные течения в зоне прибрежного мелководья при этом ветре следуют преимущественно по направлению ветра, а придонные течения имеют противоположное направление или действуют примерно вдоль берега, что определяется циркуляцией вод всего водоема (рис. 6.1 ж).

6.2.2. Повторяемость различных типов циркуляции вод

Анализ материалов съемок течений, полученных по данным измерений в прибрежных зонах нескольких упоминавшихся выше водоемов, показал, что на прямолинейных участках берега водоемов, имеющих удлинненную форму в плане, наиболее вероятно формирование циркуляции вод по схеме на рис. 6.1 г. В условиях примерно одинаковой повторяемости ветра различных направлений на долю этой схемы приходится около 60—70 % случаев, на долю циркуляции по схеме на рис. 6.1 д — около 15—20 % случаев, а на долю трех типов циркуляций по схемам на рис. 6.1 а—в — чаще всего 5—8 % случаев. В водоемах удлиненной формы повторяемость циркуляции вод по типу схемы на рис. 6.1 д может составлять 8—10 %, а по типу схемы на рис. 6.1 ж — всего 3—5 %.

В водоемах эллиптической формы и округлых очертаний повторяемость циркуляции по типу схемы на рис. 6.1 д уменьшается, а по типу схемы на рис. 6.1 ж увеличивается по сравнению с указанными значениями для водоемов удлиненной формы.

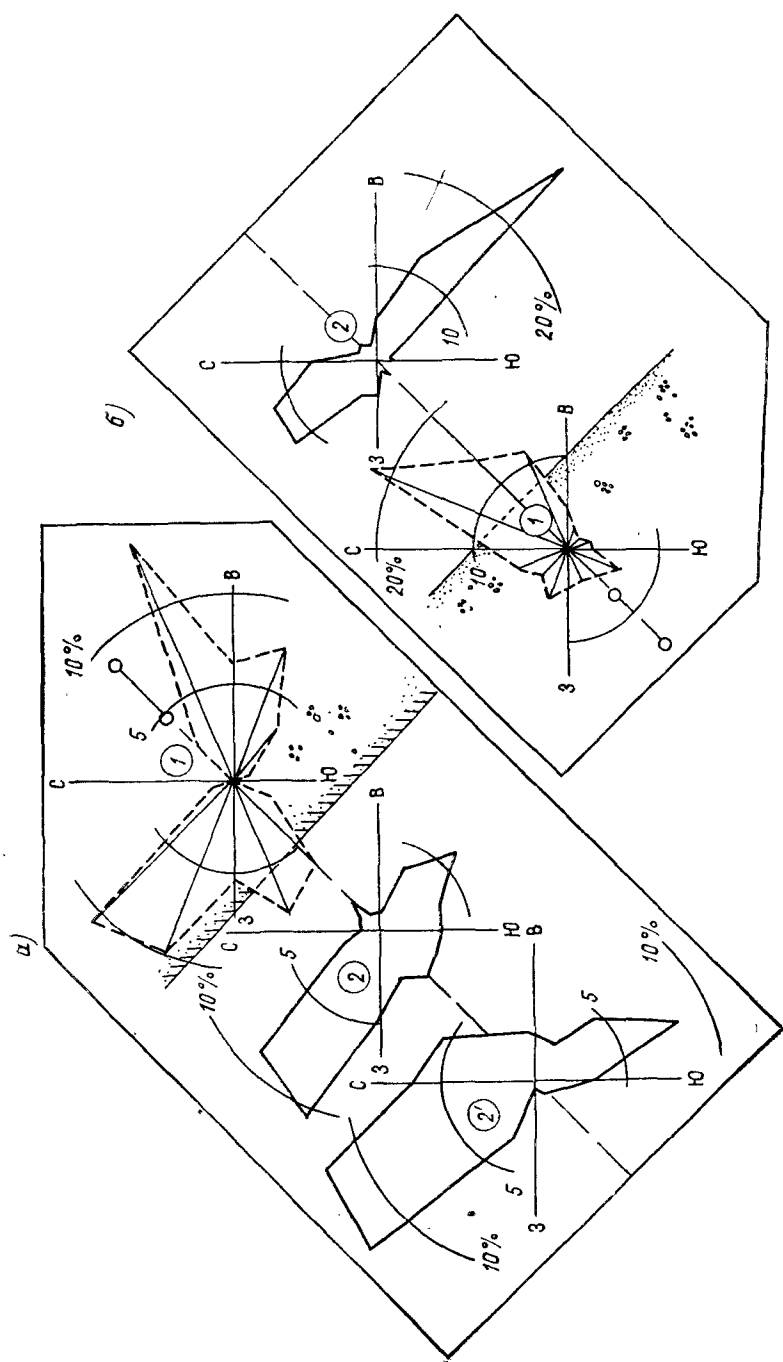


Рис. 6.2. Розы ветров (1) и течений (2), по данным наблюдений на оз. Ладожском (а) и в Казантинском заливе Азовского моря (б).

В крупных широких заливах, свободно сообщающихся с водоемом, циркуляция вод по типу схемы на рис. 6.1 г преобладает у берегов, ориентированных примерно параллельно продольной оси залива, а по типам схем на рис. 6.1 а, б — в вершине залива.

Некоторое подтверждение приведенным значениям повторяемости различных типов циркуляции вод можно найти при совместном рассмотрении данных длительной регистрации течений приборами БПВ-2 [164] и регистрации ветра на берегу, например, анеморумбографом М-12 [164]. Такая синхронная регистрация указанных элементов гидрометеорологического режима осуществлялась экспедиционными группами ГГИ на восточном побережье Ладожского озера и в Казантинском заливе Азовского моря, на отдельных участках озер Белого и Балхаш. Для примера на рис. 6.2 показаны розы ветров и течений, полученные по данным синхронной регистрации рассматриваемых характеристик составляла 1—2 месяца. На рисунке отчетливо прослеживается преобладание вдольбереговых течений как на одном, так и на другом водоеме. Указанное обстоятельство можно рассматривать как подтверждение рассмотренных выше сведений о преобладании на прямолинейных участках берега систем циркуляции вод по типам, указанным на рис. 6.1 г, д и е.

6.2.3. Распределение скорости течения по глубине

Из рассмотрения представленных выше типов циркуляции вод и их повторяемости следует, что в зоне прибрежного мелководья обычно преобладают поверхностные и придонные течения, характеризующиеся незначительными расхождениями направлений. Довольно часто наблюдаются также течения, направление которых сравнительно плавно изменяется по глубине примерно в пределах до 30—50°. Это обстоятельство отчетливо видно на многих разрезах течений, полученных по измерениям экспедицией ГГИ, например, в прибрежной зоне Ладожского озера с довольно сложной формой профиля дна (рис. 6.3).

С целью установления обобщенных характеристик распределения скорости течений по глубине в работе [179] использована 151 эпюра, полученная в зонах прибрежного мелководья Ладожского и Белого озер путем как съемок по створам, так и регулярных наблюдений на рейдовых вертикалях. По всем одиночным эпюрам вычислены координаты точек обобщенной безразмерной эпюры, представленной на рис. 6.4 совместно с предельными значениями отклонений относительной скорости. При рассмотрении рис. 6.4 видно, что распределение скорости суммарных течений, обусловленных действием ветра и волн, характеризуется значительными вертикальными градиентами, достигающими наибольших значений в придонном слое. Точка, соответствующая средней скорости течения, располагается на горизонте 0,58 H . Поверхностная скорость течения примерно в 2,4 раза больше средней скорости, что существенно превышает относительные значения

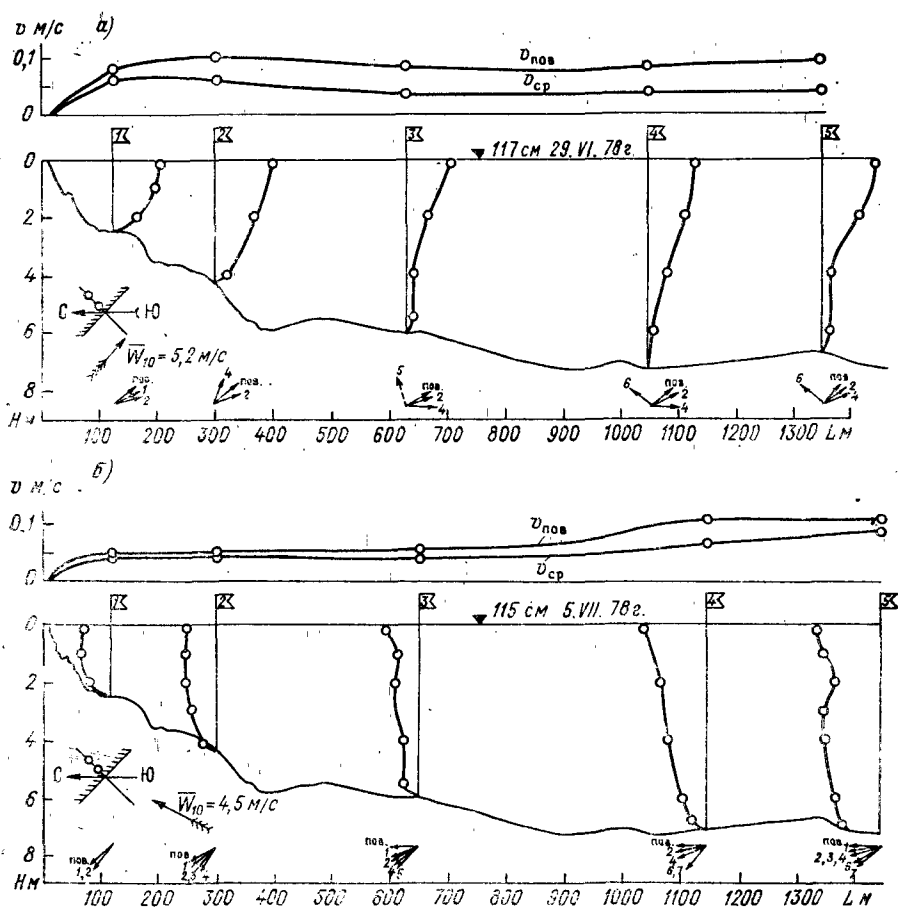


Рис. 6.3. Распределение характеристик течений в створе зоны прибрежного мелководья оз. Ладожского при ветре, направленном вдоль берега (а) и по нормали к нему (б).

Эпюры построены по модулям скорости, а направление течений на горизонтах измерения указано стрелкой у каждой вертикали.

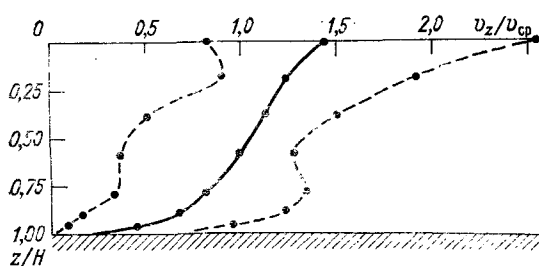


Рис. 6.4. Обобщенная эпюра относительных скоростей суммарных течений в зонах прибрежного мелководья озер Ладожского и Белого при действии ветров различной скорости и различных направлений.

Штриховыми линиями показаны предельные значения по рядам измерений.

поверхностных скоростей в русловых потоках и каналах. Предельные отклонения измеренной скорости течения от осредненной скорости на каждом из горизонтов достигают наибольших значений в верхнем слое, в остальной части потока они примерно одинаковы.

Обобщенная эпюра относительных значений средних скоростей имеет вид, близкий к виду обобщенной эпюры, полученной ранее в работе [144] по данным исследований ветровых течений в аэрогидравлических лотках при отношении глубины к средней длине

волны $H/\bar{\lambda}$, равном около 1,0—1,2. Последнее свидетельствует о том, что большая часть натурных измерений ветровых течений была проведена при сравнительно слабом и средней силы ветре, а также о том, что результаты лабораторных исследований распределения скорости течения по глубине, полученные и при зна-

чениях $H/\bar{\lambda}$, не входящих в указанный диапазон, могут быть распространены на натурные условия. Следовательно, обобщенной эпюрой рис. 6.4 и эпюрами работы [198] можно пользоваться для перехода от средней или поверхностной скорости к скорости течения на любом другом горизонте.

Определенный интерес представляет и то обстоятельство, что обобщенная эпюра на рис. 6.4 довольно существенно отличается от эпюр, полученных по измерениям в оз. Балхаш в условиях преобладания сейшевых течений, но близка к эпюрам, полученным по измерениям в условиях действия ветровых течений в водоемах с ограниченной глубиной.

6.2.4. Изменение скорости течения по ширине зоны

Довольно многочисленные сведения об изменении поверхностной скорости ветровых течений в зонах прибрежных мелководий получены в ГГИ [178] преимущественно по материалам авиаизмерений, а сведения об изменении средней на вертикалях скорости — по данным измерений глубинными поплавками с лодок. Выполненный ранее анализ показал, что большинство измерений свидетельствует о незначительном изменении скорости ветровых течений по ширине зоны [178]. Однако при дифференцированном рассмотрении полученных ранее и новых данных измерений течений удалось выявить различия в тенденциях изменения скорости по ширине зоны прибрежного мелководья при разных направлениях ветра относительно линии берега.

Поверхностные скорости ветровых течений наиболее существенно увеличиваются от береговой к внешней границе зоны при ветре, действующем с суши примерно по нормали к линии берега. При ветре, направление которого составляет острый угол (20—70 или 290—340°) с нормалью к линии берега, поверхностные скорости увеличиваются между указанными границами примерно в 2,0 раза, т. е. несколько меньше, чем в рассмотренном выше случае (табл. 6.1). Ветер, действующий вдоль берега, и сравнительно

Таблица 6.1

Относительные поверхностные скорости ветровых течений $v_l/v_{\text{ср}}$ на различном расстоянии от береговой границы зоны прибрежного мелководья при различном направлении ветра

Угол между направлением ветра и нормалью к линии берега	Относительное расстояние от береговой границы зоны l/L					
	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
0—20, 340—360°	0,61	0,87	1,05	1,08	1,08	1,08
20—70, 290—340°	0,58	0,86	0,97	1,06	1,14	1,18
70—110, 250—290°	0,71	0,96	1,03	1,05	1,05	1,05
140—180, 180—220°	0,60	0,81	0,93	1,07	1,19	1,34

Примечание. L — ширина всей береговой зоны, l — расстояние от уреза воды до точки измерений.

слабый ветер, действующий с водоема по нормали к линии берега, формируют течения, поверхностные скорости которых примерно одинаковы на внешней половине зоны, но уменьшаются на 20—40 % от центральной части зоны до ее береговой границы (табл. 6.1).

6.2.5. Количественные характеристики скорости течения

Для целей хозяйственного использования зоны прибрежного мелководья большой практический интерес представляют, наряду с рассмотренными выше сведениями, количественные характеристики скорости течения и надежные расчетные зависимости. В случае преобладания ветровых течений оценка поверхностных скоростей в рассматриваемой зоне может быть осуществлена с помощью осредненных значений ветрового коэффициента. В гл. 4 отмечалось, в частности, что многие исследователи определяли осредненные значения ветрового коэффициента по данным измерений течений в прибрежных зонах морей, океанов и крупных заливов. Это обстоятельство позволяет использовать некоторое из полученных ранее результатов для внутренних водоемов. При этом необходимо учитывать, что каждый из исследователей пользовался своими специфическими измерительными средствами и специфической методикой измерения, что привело к существенным расхождениям отдельных результатов.

Наиболее обоснованными для прибрежной зоны моря можно считать значения ветрового коэффициента, установленные И. М. Соскиным [148, 163]. Отдельные авторы считают возможным использование метода Соскина для расчетов течений внутренних водоемов [63, 149]. Имеются и справедливые возражения на этот счет, в которых отмечается неприемлемость для внутренних водоемов слишком преувеличенного влияния вращения Земли на расчетные значения скоростей. Лучшим и надежным решением этого

вопроса было бы получение данных возможно большего числа измерений течений в прибрежных зонах различных по размерам и морфологии внутренних водоемов, однако такие измерения весьма ограничены.

Экспедиционными группами ГГИ в течение последних десятилетий измерения, необходимые для решения поставленного вопроса, были проведены на нескольких внутренних водоемах. Наибольшее количество данных получено на Ладожском и Белом озерах, но они характеризуют условия действия преимущественно слабого ветра (табл. 6.2). Осредненный ветровой коэффициент, вычисленный без учета широты места по данным табл. 6.2, получился равным 1,85, а с учетом широты места ($\sin \varphi = 0,87$) — равным 1,60, т. е. почти совпадает со значениями, полученными по данным измерений в удаленных от берегов зонах водоемов.

Таблица 6.2

Осредненные значения ветрового коэффициента K_W

Скорость ветра W_{10} , м/с	Ладожское озеро		Белое озеро	
	число изме- рений	K_W	число изме- рений	K_W
1—3	—	—	138	2,30
3—5	264	1,94	114	1,29
5—7	118	2,02	26	1,05
7—9	24	1,31	3	0,74
1—9	406	1,92	281	1,75

В натурных условиях не удалось выполнить достаточного количества измерений течений при значительном и сильном ветре. Мало измерений выполнено и с определением средней на вертикали скорости.

Если течения в зоне прибрежного мелководья сформированы под действием ветра и волн, то поверхностную скорость можно вычислить, например, по формуле (4.17) с учетом коэффициента

Шези C и относительной глубины $H/\bar{\lambda}$ (H — глубина вертикали,

а $\bar{\lambda}$ — средняя длина ветровых волн). При наличии сведений о скорости поверхностного течения среднюю на вертикали скорость можно вычислить по формуле (4.27) даже для условий, при которых возможны расхождения направлений переноса вод у поверхности и в придонном слоях на угол до $30—40^\circ$.

Обобщение значительного количества данных измерений средней на вертикали скорости течения, обусловленного действием ветра и волн, выполнено в ГГИ. Использованы натурные данные по Кайраккумскому и Горьковскому водохранилищам, Ладожскому озеру и по лабораторным экспериментам [178].

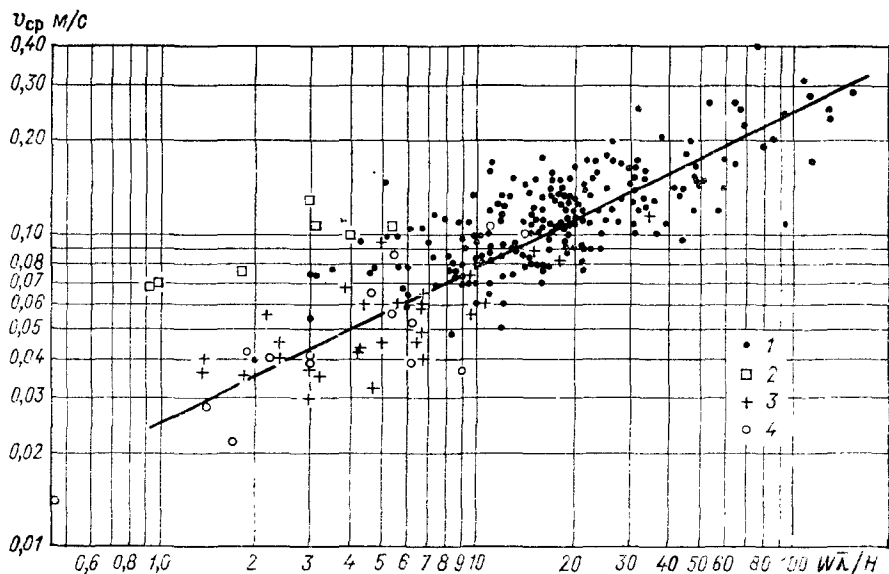


Рис. 6.5. Зависимость средней на вертикали скорости ветрового течения от отношения $W\lambda/H$.

1 — Кайраккумское водохранилище, 2 — Горьковское водохранилище, 3 — Ладожское озеро, 4 — экспериментальные установки.

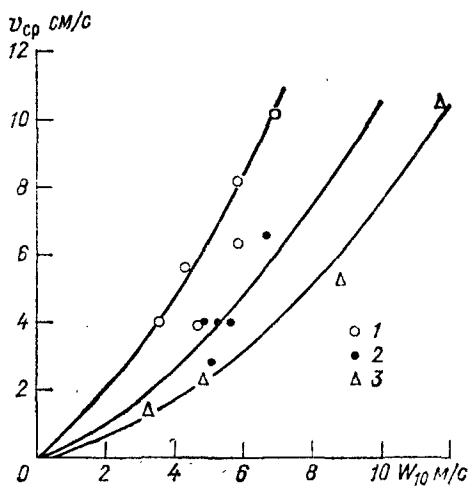


Рис. 6.6. Зависимости средней на вертикали скорости однонаправленного по глубине ветрового течения от скорости ветра при разных глубинах.

Глубина: 1 — 0,1 м, 2 — 0,3 м, 3 — 0,45 м.

Полученные сведения представлены на рис. 6.5 в виде зависимости

$$v_{\text{ср}} = f(W_{10}, \bar{\lambda}/H). \quad (6.1)$$

Осредняющая кривая этой зависимости представлена аналитически в виде

$$v_{\text{ср}} = k_{\text{з. м}} \sqrt{W_{10} \bar{\lambda}/H}, \quad (6.2)$$

где $k_{\text{з. м}}$ — коэффициент, равный $2,5 \cdot 10^{-2}$, если $v_{\text{ср}}$ и W_{10} выражены в метрах в 1 с, а $\bar{\lambda}$ и H — в метрах.

В работе [178] для установления связи между средней скоростью ветрового течения при ограниченной глубине использованы исключительно данные лабораторных экспериментов. По полученным данным построены зависимости (рис. 6.6). На основании рис. 6.6 и коэффициента перехода от экспериментальных условий к натурным средняя на вертикали скорость течения, обусловленного действием ветра и волн в условиях ограниченной глубины, представлена в виде

$$v_{\text{ср}} = k_{\text{о. г}} (0,70 - 0,33 \lg H) W_{10}^{1,5}, \quad (6.3)$$

где $k_{\text{о. г}}$ — коэффициент, равный 10^{-2} , если $v_{\text{ср}}$ и W_{10} выражены в метрах в 1 с, а глубина H — в метрах.

Выражение (6.3) по степени влияния ветра на скорость течения в условиях ограниченной глубины совпадает с выражением, полученным ранее Р. Н. Ивановым [55] по материалам исследований ветровых течений в аэрогидравлическом бассейне при глубине 2,4 м.

Влияние направления ветра на скорость течения в зоне прибрежного мелководья можно учесть путем умножения правой части выражений (6.2) и (6.3) на синус угла $\alpha_{\text{тг}}$ между направлением ветра и нормалью к линии берега. При этом, например, выражение (6.2) приобретает вид

$$v_{\text{ср}} = k_{\text{з. м}} \sqrt{W_{10} \bar{\lambda}/H} \sin \alpha_{\text{тг}}. \quad (6.4)$$

Учет названного фактора особенно необходим в случаях расчетов течений в водоемах, имеющих береговую зону небольшой ширины, и в расчетах течений на вертикалях, расположенных у береговой границы обширных мелководных зон.

6.2.6. Режимные статистические характеристики скорости течений

Для установления надежных режимных характеристик скорости течения в зоне прибрежного мелководья необходимо располагать длинными рядами измерения течений, удовлетворяющими требованиям стационарности и эргодичности [13, 23]. Если для зон

прибрежного мелководья принять результаты оценок, полученные Н. А. Скриптуновым [158, 159] и И. З. Коноваловой [93, 94], то при производстве измерений через 2 ч для определения средней скорости течения с погрешностью не более 2 см/с и вероятностью 95 % необходим ряд, как отмечено в гл. 4, из 370 членов, а для обеспечения погрешности не более 1 см/с — ряд из 1200 членов. Необходимо также, чтобы применяемое средство обеспечивало измерение скорости во всем возможном диапазоне ее изменения, т. е. начиная с нулевых значений и до значений порядка 1,0—1,5 м/с, что затруднительно обеспечить при использовании прибора БПВ-2 на ограниченной глубине в условиях действия переменного волнового давления. По этим причинам приходится искать другие пути, хотя бы для приближенного определения режимных характеристик скорости течения.

К числу таких путей относятся:

1) использование предложений, разработанных применительно к прибрежным зонам морей [92, 158];

2) использование обобщенных безразмерных функций обеспеченности скорости ветра, рассмотренных в гл. 4;

3) удлинение коротких рядов наблюдений с использованием способа Г. А. Алексеева [4];

4) получение статистических характеристик по рядам длительных наблюдений.

Первые три пути нуждаются в дополнительных обоснованиях и проверках. Наиболее надежным можно считать последний из указанных путей, но он относится к наиболее трудоемким и не лишенным значительных погрешностей из-за конструктивных недостатков измерительных средств или различий методики работ. К настоящему времени в литературе не удалось обнаружить полностью надежных статистических характеристик течений или обобщенных функций скорости для зон прибрежного мелководья. В связи с этим ограничимся рассмотрением некоторых результатов исследований, полученных в ГГИ по данным регистрации течений приборами БПВ-2 и данных подлазовочных измерений. К анализу привлечены данные по трем озерам: Ладожскому, Белому и Балхаш. Из имевшихся данных выбраны такие наблюдения, которые проводились через 3, 6, 8 или 12 ч и имели ряды от 230 до 560 членов.

Наиболее широкий диапазон изменения получен по ряду наблюдений у о. Тасарал на оз. Балхаш для глубинных течений, а наименьший — по данным измерений поверхностных течений в зоне прибрежного мелководья на оз. Белом (табл. 6.3).

По данным измерений поверхностных течений в прибрежных зонах озер Ладожского и Белого получены довольно близкие между собой значения безразмерных функций, но несколько меньшие, чем на оз. Балхаш.

Одной из причин некоторого занижения значений безразмерных функций, полученных по данным измерений поверхностных течений, является недостаточная длина рядов наблюдений. По

Таблица 6.3

Безразмерные значения функций скорости поверхностных течений и течений на горизонте 0,7 H в зонах прибрежного мелководья по данным измерений на разных водоемах

Озеро	Обеспеченность, %								
	1	5	10	20	30	50	70	90	95
Поверхностные течения									
Ладожское	2,70	1,98	1,73	1,39	1,16	0,88	0,64	0,34	0,26
Белое	2,42	2,10	1,82	1,49	1,23	0,92	0,62	0,34	0,24
Течение на горизонте 0,7 H									
У о. Тасарал, в 500 м от берега									
Балхаш	3,88	2,70	2,15	1,61	1,24	0,79	0,45	0,14	0,10
Прол. Узунарал, в 500 м от берега									
	3,65	2,48	2,00	1,52	1,18	0,80	0,50	0,28	0,25

этой же причине данные измерений не позволили выявить влияние на функции распределения таких факторов, как глубина водоема и его размеры, скорость ветра и скорость течений.

6.3. Течения на береговых отмелях

6.3.1. Причины возникновения течений

Исследователи уже давно пришли к выводу, что вдольбереговые течения на отмелях морей и водоемов возникают под действием трансформирующихся и разрушающихся волн, направление подхода к отмели которых составляет некоторый острый угол с линией берега. По основной причине возникновения эти течения иногда называют энергетическими [109, 216] и отличают от вдольбереговых градиентных течений, возникающих на участках с неравномерным рельефом дна под действием градиентов уровня. И. Ф. Шадрин [216], наиболее детально исследовавший градиентные течения и предложивший формулу для их расчета, считает, что причиной возникновения градиентов уровня является неравномерность волнового нагона вдоль линии берега — большая на участках поднятий дна и меньшая на участках понижений дна. По мнению Шадрина, неравномерность глубины вдоль берега создается в результате искривлений подводных валов в плане и извилистости линии уреза.

Возникновению вдольбереговых течений на береговых отмелях способствуют и ветровые течения в зоне прибрежного мелководья, но их роль оценивается весьма различно. Н. А. Айбулатов [1, 2], в частности, отмечает, что «направление и скорость ветра сущест-

венно влияют на скорость вдольбереговых течений». Доказательством правомерности этого положения он считает, во-первых, большую скорость течения при незначительном волнении и сильном ветре, действующем вдоль берега и, наоборот, слабое вдольбереговое течение при больших волнах зыби; во-вторых, большие различия в скорости вдольберегового течения (0,30 и 1,5 м/с) над гребнем первого от уреза подводного вала при одинаковой высоте разбивающихся над этим валом волн, но существенно различающейся скорости ветра и разной высоте волн на подходе к отмели.

И. Ф. Шадрин [216] считает, что «максимальные скорости вдольберегового волнового течения в 3—5 раз больше максимальной скорости ветрового течения в береговой зоне при любых углах подхода волн и ветра». Скорость ветрового течения, по мнению этого автора, ничтожна при любых условиях в приустьевой зоне, достигает нескольких процентов от скорости волнового течения в зоне разбивания волн и становится равной скорости волнового течения лишь на некотором удалении от зоны разбивания волн в сторону водоема.

Энергия разбивающихся волн принимается в качестве единственной причины возникновения вдольберегового течения на отмели в методе, разработанном Путнамом, Мунком и Трейлором [77, 168, 227], и в других расчетных методах. Такое же мнение по этому вопросу преобладает и в научных работах, в которых приводятся результаты наблюдений и даются качественные характеристики течений на отмелях. Что касается приведенных выше серьезных возражений Айбулатова, то чаще всего они остаются без внимания или же отвергаются без убедительных обоснований.

По нашему мнению, к объяснению причин возникновения вдольбереговых течений необходимо подходить дифференцированно, с учетом следующих факторов: общей ширины береговой отмели и ее рельефа, скорости ветра и его направления по отношению к линии берега, элементов волн на глубокой воде и в зоне ограниченной глубины, а также с учетом процесса трансформации волн.

На узких отмелях, шириной порядка 10—20 м, основной, а часто и единственной, причиной возникновения вдольбереговых течений является энергия разрушающихся волн. Единице объема воды в единицу времени на таких отмелях передается при прочих равных условиях значительно большее количество волновой энергии, чем на широких отмелях. В связи с этим перенос вод на узких отмелях обуславливается волновыми процессами, а относительный вклад других факторов и, в частности, касательных напряжений ветра на водную поверхность оказывается незначительным.

На широких береговых отмелях, особенно на тех, которые плавно сопрягаются с прибрежным мелководьем, роль волновой энергии в возникновении вдольбереговых течений уменьшается, а энергии ветра и дрейфовых течений увеличивается. Влияние ветра на течения усиливается по мере уменьшения угла между

его направлением и линией берега, чему способствует большая шероховатость водной поверхности, обусловленная наличием бурунов, и своеобразие характера обтекания гребней волн воздушным потоком. Имеются некоторые основания полагать, что напряжение трения воздушного потока о водную поверхность в зонах забурунивания и разбивания волн, особенно при ветре, действующем под острым углом к гребням волн, может в 1,5—2,0 раза превышать напряжение трения при волнах, распространяющихся попутно ветру. Можно поэтому ожидать, что и скорость ветрового течения на широкой береговой отмели при ветре, направленном вдоль берега или под небольшим острым углом к нему, также будет существенно превышать скорость ветрового течения в глубоководных зонах водоема. Отдельные измерения показывают, что скорость вдольберегового течения увеличивается при рассматриваемых условиях за счет воздействия ветра на 40—60 %, а при сильных штормовых ветрах даже на 100—300 % по сравнению со скоростью энергетического течения.

Вдольбереговые энергетические течения при некоторых условиях усиливаются и поддерживаются за счет градиентных или дрейфовых течений, действующих как в глубоководных зонах, так и в зонах прибрежного мелководья. Наиболее отчетливо влияние этих течений выражено на вдающихся в водоем участках в условиях, когда волны подходят примерно по нормали к линии берега, а градиентные или дрейфовые течения действуют вдоль берега. Скорость вдольберегового течения при таких условиях тем больше, чем короче участок изгиба линии берега, вдающейся в водоем.

На основании изложенного можно заключить, что скорость вдольберегового течения на отмели необходимо рассматривать в виде суммы скоростей трех видов течений: энергетического; ветрового, возникающего на отмели; дрейфового или градиентного, проникающего на береговую отмель из зоны прибрежного мелководья.

6.3.2. Распределение скорости вдольберегового течения

Скорость вдольберегового течения при установившемся волнении, как правило, изменяется по ширине береговой отмели. Это вызвано неравномерностью распределения волновой энергии, идущей на образование течений, и неравномерностью гидродинамического сопротивления дна. Однако при равенстве определяющих факторов, таких, как рельеф дна, глубина, ширина отмели, элементы волн и направление подхода волн к берегу, в распределении скорости на береговой отмели обнаруживаются общие черты. Это обстоятельство и необходимость разработки расчетных методов побуждают исследователей к выявлению типичных черт распределения скорости вдольберегового течения. В работе [168] на основании анализа материалов измерения течений на узких (до 25 м) отмелях Кайраккумского водохранилища выделено четыре

основных типа распределения скорости. Е. И. Сафронова [142, 211], используя преимущественно данные лабораторных исследований, пришла к выводу о существовании только одного типа распределения поверхностной скорости вдольберегового течения, которое представлено в виде

$$v_i/v_{\max} = \sqrt{1 - b_i/b_{\max}}, \quad (6.5)$$

где $v_{\max}$ — скорость течения в зоне разрушения волн на расстоянии $b_{\max}$ от верхней границы наката; v_i — скорость течения в любой точке на расстоянии b_i от той же границы.

Весьма оригинальное решение задачи распределения скорости вдольберегового течения по ширине береговой отмели получил Лонге-Хиггинс [241]. В его расчетном методе скорость вдольберегового течения в условиях разрушения волн на береговой отмели представляется в функции нормального напряжения потока τ_y и горизонтальной турбулентной вязкости P_l , выражаемых в виде:

$$\tau_y = [1,25a^2\gamma_{\text{ж}}(gh)^{3/2}z \sin \alpha]/c; \quad (6.6)$$

$$P_l = \eta(gh)^{1/2}, \quad (6.7)$$

где a — постоянная величина, равная около 0,01; $\gamma_{\text{ж}}$ — плотность воды; z — градиент местной глубины ($z = dH/dx$), близкий к уклону дна береговой отмели; $c = (gH)^{1/2}$ — местная скорость волн на мелкой воде; α — местный угол подхода волн к берегу; H — глубина; g — ускорение свободного падения; η — безразмерная постоянная величина, изменяющаяся в пределах $0 < \eta < 0,016$.

Общая связь скорости течения с определяющими факторами представляется в виде

$$P_l \frac{\partial}{\partial x} \left(x^{5/2} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - x^{1/2}; \quad v = \begin{cases} -x^{3/2} & \text{при } 0 < x < 1; \\ 0 & \text{при } 1 < x < \infty, \end{cases} \quad (6.8)$$

где переменные величины представлены в безразмерном виде:

$\hat{v} = v_i/v_{\text{ср}}$, $\hat{x} = x_i/x_{\text{ср}}$, а скорость вдольберегового течения $v_{\text{ср}}$ и относительное значение горизонтального перемешивания P_l выражены в виде:

$$v_{\text{ср}} = \frac{5\pi}{8} \frac{a}{C_{\text{ш}}} (gH_{\text{в}})^{1/2} z \sin \alpha; \quad (6.9)$$

$$P_l = (\pi/2) [z\eta/(aC_{\text{ш}})], \quad (6.10)$$

где $H_{\text{в}} = zx_{\text{ср}}$.

На основании решения уравнения (6.8) с указанными параметрами и некоторыми дополнительными условиями получено распределение относительной скорости вдольберегового течения при различных значениях параметра перемешивания P_l (рис. 6.7). На рисунке видно, что в условиях, когда параметр P_l значителен, скорость вдольберегового течения мала, а ее максимум распола-

гается в прирезовой зоне. В условиях, когда $P_l \rightarrow 0$, местоположение максимума скорости приближается к вертикали, где $\hat{x}_{\text{макс}} \rightarrow \rightarrow 1$, а $\hat{v}_{\text{макс}} \rightarrow 1$. В условиях, когда $P_l \rightarrow \infty$, величины $\hat{x}_{\text{макс}}$ и $\hat{v}_{\text{макс}}$ стремятся к нулю, а

$$\hat{v}_{\text{макс}} \approx 3\hat{x}_{\text{макс}}/5. \quad (6.11)$$

Результаты рассмотренного теоретического решения довольно удовлетворительно согласуются с данными лабораторных экспериментов [234], но только при $P_l = 0,1$ и $0,4$.

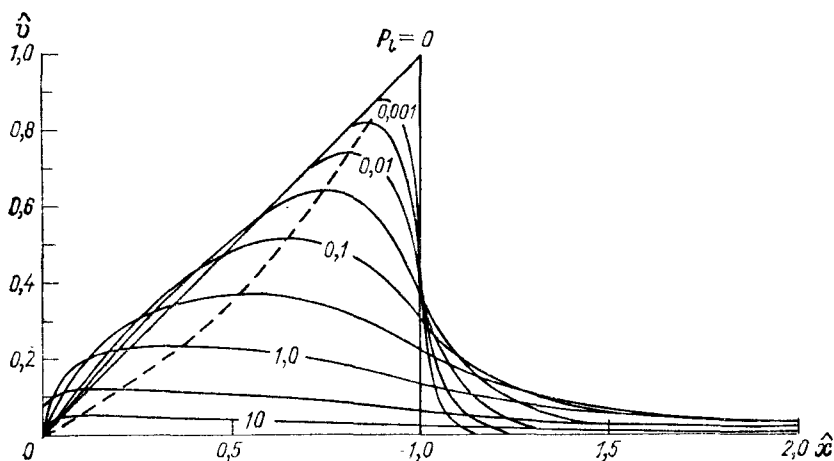


Рис. 6.7. Теоретические кривые распределения скорости течения на береговой отмели при различных значениях параметра P_l (по методу Лонге-Хиггинса [241]).

О согласовании теоретического распределения скорости с натурными данными определенный вывод сделать затруднительно, поскольку полученные результаты характеризуются разными параметрами.

Данные натурных измерений течений, полученные на отмелях Каховского и Кременчугского водохранилищ, на озерах Большом Яровом и Ладожском, а также на Азовском море, подтвердили вывод о многообразии распределения скорости течения и позволили уточнить представления по этому вопросу.

Наиболее простое распределение скорости вдольберегового течения наблюдается на пологих отмелях в условиях постепенной трансформации волн, а наиболее сложное—на береговых отмелях с одиночными подводными валами и крупными грядами при выраженной неравномерности трансформации волн.

Путем анализа 223 эпюр скорости, полученных по измерениям на береговых отмелях перечисленных выше водоемов, в работе

[144] выделено четыре основных типа распределения скорости вдольберегового течения (рис. 6.8).

Тип I характеризуется отчетливо выраженным максимумом скорости, приуроченным к приустьевой зоне. Распределение скорости течения по этому типу наблюдается в случаях, когда глубина на отмели превышает высоту наибольших волн и они, незначительно трансформируясь, достигают уреза и разбиваются

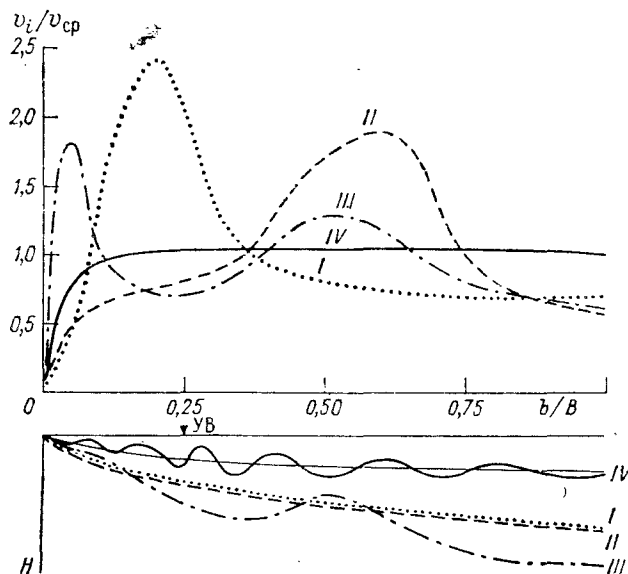


Рис. 6.8. Основные типы распределения относительной поверхностной скорости вдольберегового течения на береговых отмелях с различной формой профиля дна.

b — расстояние от уреза до точки измерений, B — ширина отмели.

возле него, передавая постепенно вдольбереговому течению некоторую часть своей энергии. Максимальная скорость течения в зоне разбивания волн при этом превышает осредненную скорость в 2—4 раза, а в некоторых случаях — даже в 5—7 раз. К типу I отнесено 35,4 % эпюр скорости, полученных преимущественно на береговых отмелях Каховского и Кременчугского водохранилищ (табл. 6.4).

Тип II характеризуется наличием одной, отчетливо выраженной зоны повышенной скорости, располагающейся в центральной или приустьевой части береговой отмели и совмещающейся с зоной разбивания наибольших и средних по высоте ветровых волн. Чаще всего распределение скорости течения по этому типу наблюдается на узких береговых отмелях и отмелях средней ширины в условиях, когда глубина над бровкой береговой отмели незначительно

Таблица 6.4

Число случаев распределения скорости вдольберегового течения на береговых отмелях разных водоемов

Водоем	Период измерений, годы	Ширина отмели, м	Средняя глубина, м	Количество измерений на створах	Тип распределения скорости				
					I	II	III	IV	прочие
Кайраккумское водохранилище	1959—1961	7—25	0,2—0,4	55	14	25	—	14	2
Каховское водохранилище, с. Любимовка	1966—1967	25—35	0,3—0,4	12	2	5	1	4	—
Каховское водохранилище, г. Энергодар	1969—1971	25—80	0,3—0,7	61	30	3	4	22	2
Кременчугское водохранилище, с. Витовое	1972—1973	60—100	0,5—1,0	66	27	2	7	30	—
Азовское море, с. Мысовое	1975—1976	100—150	1,2—1,8	18	6	—	5	3	4
Ладожское озеро	1976—1977 1966	150—350 340	0,4—1,2	5	—	—	—	3	2
оз. Большое Яровое			0,7—0,9	6	—	—	—	6	—
Сумма				223	79	35	17	82	10
%				100	35,4	15,7	7,6	36,8	4,5

превышает или примерно равна высоте наибольших штормовых волн.

Максимальная скорость течения, как и в типе I, обычно превышает среднюю скорость в 2—4 раза, что является свидетельством основного вклада волновой энергии в процессы возникновения и поддержания вдольберегового течения на береговой отмели. К типу II отнесено 15,7 % эпюр скорости.

Тип III (см. рис. 6.8) характеризуется наличием на береговой отмели двух зон с повышенной скоростью течения, одна из которых располагается вблизи уреза, а вторая — в центральной части или у бровки отмели. Такое распределение наблюдается при несоответствии профиля береговой отмели обычному ходу процесса трансформации и разбивания волн или при одновременном разбивании волн двух заметно различающихся систем. Максимальная скорость в приузовской зоне превышает среднюю скорость в 1,5—2,5 раза, а в центральной части береговой отмели — в 1,2—1,8 раза. К типу III отнесено 7,6 % эпюр скорости из числа рассмотренных (табл. 6.4).

Тип IV — скорость течения практически не меняется в пределах береговой отмели. Этот тип распределения скорости чаще

всего наблюдается на пологих широких отмелях при плавной трансформации волн, а на других отмелях — при существенном вкладе ветра в процессы формирования вдольберегового течения. Подобный характер распределения скорости наблюдается и на пологих береговых отмелях с большим числом (5—9) подводных валов. К типу IV отнесено 36,8 % эпюр скорости (табл. 6.4).

Менее 5 % эпюр скорости не удалось отнести ни к одному из рассмотренных типов. В их число вошли эпюры с тремя-четырьмя зонами повышенной скорости, а также эпюры с резким изменением скорости в какой-либо части береговой отмели.

Рассмотренные данные дают основание считать, что формирование вдольберегового течения в освещенных наблюдениями условиях происходило под действием преимущественно волновых процессов, в связи с чем зона размещения максимума скорости течения совмещалась с зоной наибольшего расходования волновой энергии. К таким условиям относятся типы I—III.

На формирование распределения скорости вдольберегового течения по типу IV, наряду с плавным расходованием волновой энергии, заметное влияние оказывали процессы непосредственного воздействия ветра на водную поверхность. По этой причине происходило сглаживание эпюр скорости течения, а абсолютные значения скорости заметно увеличились при вдольбереговых ветрах по сравнению со значениями, которые могли быть обусловлены только составляющей волновой энергии.

Наиболее значительное увеличение скорости течения за счет влияния ветра наблюдалось на озерах Ладожском и Большом Яровом, а также на Азовском море. Из этого следует, что для расчета скорости вдольберегового течения на пологих береговых отмелях большой ширины (более 80—100 м), наряду с составляющей волновой энергии, необходимо учитывать непосредственное воздействие ветра на водную поверхность. Для расчета скорости вдольбереговых течений на узких отмелях (до 80—100 м) достаточно учитывать волновую составляющую энергии, так как влияние ветра и градиентов уровня проявляется на них слабо.

6.3.3. Расчет средней скорости вдольберегового течения

Наиболее ранние попытки расчета течений на отмелях внутренних водоемов базировались на использовании методов, разработанных для морских условий. С этой целью проводилось сопоставление измеренных значений скорости с вычисленными. Тщательной проверке были подвергнуты расчетные методы, предложенные, в частности, Путнамом, Манком и Трейлером [168, 227]. При этом была установлена необходимость уточнения эмпирических коэффициентов, входящих в расчетные формулы. А. С. Судольским на основании анализа данных измерений течений на узких отмелях Кайраккумского водохранилища было получено выражение для одного из постоянных коэффициентов,

с учетом которого формула, основанная на вычислении баланса энергии в прибойной зоне, получила вид

$$v_{cp} = 854sih_1\% \sin(2\alpha)/\bar{\tau}, \quad (6.12)$$

где i — уклон отмели; $h_1\%$ — высота волны 1 %-й обеспеченности на бровке отмели; $\bar{\tau}$ — средний период волн, с; s — часть энергии волн (от общей энергии волн, движущихся параллельно берегу), которая возбуждает вдольбереговое течение; α — угол между фронтом волны у зоны разбивания и направлением линии берега.

Формула Путнама, Мунка и Трейлера, основанная на вычислении момента количества движения, с учетом указанного коэффициента была представлена в виде [168]

$$v_{cp} = c \sin \alpha - \bar{\tau}/(2,61h_1\% \cos \alpha), \quad (6.13)$$

где c — скорость волны.

Лучшее совпадение с измеренными значениями скорости течения давала первая из этих формул. Однако при использовании ее для отмелей большей ширины, чем на Кайраккумском водохранилище, она приводила к завышению скорости. Это завышение уменьшалось при уменьшении коэффициента s , но по данным измерений не удалось получить надежной зависимости этого коэффициента от определяющих факторов.

Путем преобразования формулы (6.12), основанной на вычислении баланса энергии, Судольским [168] получена другая, более простая формула

$$v_{cp} = kh_1\% [\sin(2\alpha)/(\bar{\tau}B)]^{1/2}, \quad (6.14)$$

где B — ширина части отмели между линией разбивания волн и урезом воды, м; k — коэффициент, равный 7,2; $h_1\%$ — высота волны 1 %-й обеспеченности, измеренная в зоне разбивания.

Эта формула обеспечивала хорошую сходимость измеренных и вычисленных значений скорости при ширине отмели от 5 и примерно до 50 м. Эмпирическим коэффициентом k здесь частично учитывалось влияние морфологических особенностей береговых отмелей, на которых проводились измерения течений.

В случае использования формулы (6.14) для прогностических целей создаются некоторые затруднения при определении высоты волны в зоне разбивания и угла подхода волн, из-за чего неточно определяется скорость течения. Наибольшие погрешности возникают в случаях, когда приходится вычислять скорость течения при ветре, действующем вдоль берега или с суши, под небольшим острым углом к линии берега, а также при наличии рефракции ветровых волн.

Чтобы избежать этих затруднений, в расчетной формуле в качестве определяющих факторов желательно учитывать высоту волн на подходе к береговой отмели, а угол подхода определять

по направлению распространения волн на глубокой воде, которое можно принимать совпадающим с направлением ветра. Формула с такими определяющими параметрами предложена в работе [190]. Обоснование формулы работы [190] осуществлено путем анализа 230 измеренных по единой методике на нескольких водохранилищах эпюр распределения скорости вдольбереговых течений. Наименьшая ширина отмелей по створу измерений в рассмотренных материалах составляла 5 м, а наибольшая — около 100 м.

По этим данным установлена, в частности, зависимость скорости вдольберегового течения от ширины отмели и направления распространения волн при прочих постоянных факторах. Оказалось, что при увеличении ширины отмели и прочих постоянных факторах скорость течения уменьшается примерно по экспоненциальному закону. Изменение скорости вдольберегового течения в зависимости от угла между направлением распространения волн на глубокой воде и направлением нормали к линии берега в работе [190] происходит по закону синуса лишь в пределах 0—90°. При углах, больших 90°, скорость вдольберегового течения принята плавно уменьшающейся до нулевых значений примерно при углах 135° на прямолинейных участках берега и до 120 и 150° соответственно на вогнутых и выпуклых (с радиусом кривизны 1—3 км) участках берега [190].

Результаты последующего анализа имевшихся ранее и новых данных натурных измерений показали, что изменение величины $f(\alpha)$ и в пределах углов 0—90° не соответствует закону синуса. Наибольшие отклонения значений $f(\alpha)$ от соответствующих закону синуса обнаруживаются при малых (10—30°) углах α . Поэтому по данным измерений составлена табл. 6.5 осредненных значений $f(\alpha)$, охватывающая весь диапазон изменений углов α , при которых возможно формирование вдольберегового течения на береговых отмелях прямолинейных, вогнутых и выпуклых в плане участках берега.

Таблица 6.5

Значение параметра $f(\alpha)$ в формуле (6.15) при различных углах подхода волн к берегу и различных очертаниях берега в плане

Очертание берега	Угол подхода волн к берегу									
	0°	10°	20°	30°	40°	50°	70°	90°	110°	130°
Выпуклый	0,0	0,60	0,80	0,94	0,98	1,0	0,97	0,85	0,65	0,35
Прямолинейный	0,0	0,60	0,80	0,94	0,98	1,0	0,95	0,82	0,55	0,15
Вогнутый	0,0	0,60	0,80	0,94	0,98	1,0	0,94	0,78	0,44	0,00

Средняя в пределах береговой отмели скорость вдольберегового течения представлена в виде

$$v_{cp} = k_{вд} h_{1\%} f(\alpha) \exp [-(0,014B - 0,5H_{cp})], \quad (6.15)$$

где B — общая ширина береговой отмели, м; $h_{1\%}$ — высота волны 1 %-й обеспеченности (в системе), измеренная на подходе к бровке отмели, м; $H_{\text{ср}}$ — средняя глубина на береговой отмели, м; $f(\alpha)$ — параметр, зависящий от угла α между лучом волны и нормалью к линии берега и определяемый по табл. 6.5; $k_{\text{вд}}$ — коэффициент, принимаемый равным 1,0.

Формулой (6.15) можно пользоваться для расчета скорости вдольберегового течения на береговых отмелях шириной до 80—100 м. Она обеспечивает лучшую сходимость с данными натурных измерений, чем формула Института гидромеханики АН СССР [141, 142] и формула А. Я. Шварцман [218, 219].

При расчетах скорости вдольбереговых течений для пологих широких береговых отмелей необходимо учитывать влияние скорости ветра. Это влияние можно учесть формулами (6.2) и (6.3), полученными для однонаправленного по глубине ветрового течения. С учетом формулы (6.3) выражение для средней скорости вдольберегового течения приобретает вид

$$v_{\text{ср}} = k_{\text{вд}} h_{1\%} f(\alpha) \exp [-(0,014B - 0,5H_{\text{ср}})] + 10^{-2} (0,70 + 0,33 \lg H_{\text{ср}}) W_{10}^{1,5} \sin \alpha_w, \quad (6.16)$$

где W_{10} — скорость ветра на высоте 10 м над водной поверхностью, м/с; α_w — угол между направлением ветра и нормалью к линии берега.

При наличии сведений о длинах волн среднюю скорость вдольберегового течения можно представить в виде

$$v_{\text{ср}} = k_{\text{вд}} h_{1\%} f(\alpha) \exp [-(0,014B - 0,5H_{\text{ср}})] + 2,5 \cdot 10^{-2} \sqrt{W_{10} \bar{\lambda} / H} \sin \alpha_w. \quad (6.17)$$

По формулам (6.15)—(6.17) можно определить не только среднюю скорость при конкретных условиях, но и вычислить режимные характеристики вдольбереговых течений.

Погрешности расчета скорости по формулам (6.15)—(6.17) чаще всего укладываются, как показывают сопоставления с данными наблюдений, в пределы 15—30 %. Наибольшие погрешности, достигающие 40—50 % измеренных значений, обычно относятся к случаям малых (2—10°) углов подхода волн к берегу и к случаям формирования течений в условиях действия ветра с суши под острым углом к линии берега.

ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ НА БЕРЕГОВЫХ ОТМЕЛЯХ

7.1. Общие сведения о перемещениях наносов

Наблюдениями уже давно установлено, что объемы перемещений наносов на береговых отмелях озер и водохранилищ заметно меньше, чем на морях. Действительно, если, например, объемы перемещений гравия и гальки на сочинском побережье Черного моря составляют 32 тыс. м³ в год [47, 52], а перемещения песка на Балтийском побережье — около 500 тыс. м³ в год и достигают в отдельные годы 1 млн м³ [6, 52, 85, 109], то перемещения илисто-песчаных наносов на береговых отмелях водохранилищ составляют 5—15 тыс. м³ в год [167, 190, 229], а на крупных озерах достигают, по приближенным оценкам, около 50—80 тыс. м³/год [52, 97, 186].

На водохранилищах вдольбереговой перенос наносов происходит даже в период заполнения его чаши и обычно увеличивается по мере формирования отмелей и выравнивания береговой линии. Это обстоятельство было замечено при заполнении первых водохранилищ [219, 229] и подтверждено многими последующими исследованиями [190, 228].

В первые годы существования водохранилищ обычно наблюдается интенсивное занесение затопленных приустьевых участков рек, оврагов, балок и других понижений рельефа. Благодаря этому увеличивается длина участков транзитного движения, что в свою очередь способствует увеличению расходов наносов. Протяженность участков перемещения наносов на вновь созданных водохранилищах обычно составляет сотни метров, а через несколько лет существования водохранилищ за счет занесения отрицательных форм подводного рельефа увеличивается до нескольких километров. На крупных озерах, как и на побережьях многих морей, длина участков транзитного движения наносов нередко достигает десятков километров.

По мере формирования отмелей и выравнивания береговой линии на водохранилищах происходит изменение степени влияния волн различной высоты на объемы размывания, вид и форму транспортируемых наносов. Если на начальных стадиях формирования отмелей перенос наносов осуществляют как самые малые, так и штормовые волны средней и большой высоты, то на более поздних стадиях роль первых уменьшается, а роль штормовых волн увеличивается.

Наносы в пределах береговых отмелей перемещаются во взвешенном состоянии, путем сальтации и влечения по дну. Взвешенные наносы могут перемещаться, как справедливо указывалось в работах [2; 109], практически со скоростью вдольберегового течения. Скорость вдольберегового перемещения галечных наносов на морских берегах в периоды штормов обычно не превышает нескольких десятков метров за 1 ч [47]. Такой же порядок обычно имеет скорость вдольберегового перемещения донных наносов на отмелях водохранилищ [167, 175, 229].

Движение наносов обычно сопровождается возникновением на отмели дискретных аккумулятивных форм различного структурного уровня: знаков ряби; мелких гряд, подобных русловым микроформам; крупных гряд, примыкающих к берегу и придающих урезу плавно извилистые очертания в плане [167, 190, 228]. В приурезовой зоне пляжа иногда возникают такие весьма неустойчивые формы, как пляжевые фестоны, а на отмелях, достигших стадии относительного динамического равновесия, формируются подводные валы, которые можно отнести к наиболее устойчивым образованиям.

7.2. Методы изучения перемещения наносов

Для изучения вдольбереговых перемещений наносов в связи с различиями видов и форм переноса твердых частиц, а также с учетом различия задач исследований применяются методы минералогического и морфологического анализа [52], метод окрашивания твердых частиц люминофорами [52, 120] или облучения их радиоактивными изотопами [52], объемный, гидродинамический [109] и гидрометрический [2, 6, 167] методы.

Метод минералогического анализа используется в основном для выяснения направления и дальности перемещения наносов. Метод морфологического анализа и объемный дают возможность определять не только направление перемещения, но и объемы аккумуляции наносов за некоторые, достаточно продолжительные промежутки времени. Следует заметить, что в зарубежных работах основное внимание уделяется изучению деформаций дна и оценкам вдольбереговых перемещений наносов объемным методом. Это связано с тем, что в иностранной литературе (причем не только в отдельных научных статьях, но и в монографиях [60, 77]), высказывается мнение о невозможности непосредственного измерения расходов наносов и существенно преуменьшается роль взвешенных наносов.

Применение «меченных» люминофорами или изотопами твердых частиц позволяет определить скорость, направление и размеры зон перемещения наносов, а совместно с данными о слое деформаций — объемы перемещений наносов [52].

В гидродинамическом методе, разработанном В. В. Лонгиновым [109], наносодвижающее действие волнения и прибойного по-

тока определяется по данным о числовых значениях и суммарной повторяемости горизонтальных волновых давлений в придонном слое с учетом состава донных отложений и сдвигающих скоростей.

Гидрометрический метод базируется на определении расхода наносов по данным о расходе и мутности воды. Впервые он был применен на Черноморской станции Института океанологии АН СССР. В створе, оборудованном подвесной люлькой, производились измерения скорости течения и отбирались пробы воды на мутность [2]. Этот метод наиболее широко использовался и в исследованиях, проводившихся экспедиционными группами ГГИ на внутренних водоемах. Последний отличался от указанного выше метода только тем, что измерение скорости течения и отбор проб



Рис. 7.1. Временная эстакада, построенная на Кременчугском водохранилище для изучения динамики береговой зоны (общая длина 80 м, наибольшая глубина 2,2 м).

воды на мутность производились не только с помощью дистанционного тросового устройства, но также и с эстакады, лодки или вброд [190, 227]. Дистанционным устройством (с пролетом от 25 до 127 м) было оборудовано три створа на Кайраккумском водохранилище и один створ (с пролетом 156 м) на Азовском море, а эстакадой (протяженность 80 м) — один створ на Кременчугском водохранилище [186, 190] (рис. 7.1). Пробы воды на мутность при каждом измерении отбирались обычно на шести—восьми вертикалях. Число точек измерения на вертикали составляло две—четыре.

В приуездной зоне пробы отбирались интеграционно по вертикали. Для отбора проб обычно использовались батометры длительного наполнения — батометр-бутылка на штанге или тросе [164]. Во время работ на Каховском и Кременчугском водохранилищах широко использовался интеграционный (по ширине отдели) способ отбора проб воды, при котором о средней в створе мутности судили по одиночным пробам, отбиравшимся из верхнего и придонного слоев в пределах между урезом и внешней границей зоны мутности [173]. В некоторых случаях определялось мгновен-

ное распределение мутности воды по вертикали. Для отбора проб воды со взвешенными наносами применялись стандартные батометры и батометры, разработанные А. С. Судольским: плавучий батометр-интегратор, придонный батометр-интегратор и батометр-дифференциатор [173], показанные на рис. 7.2.

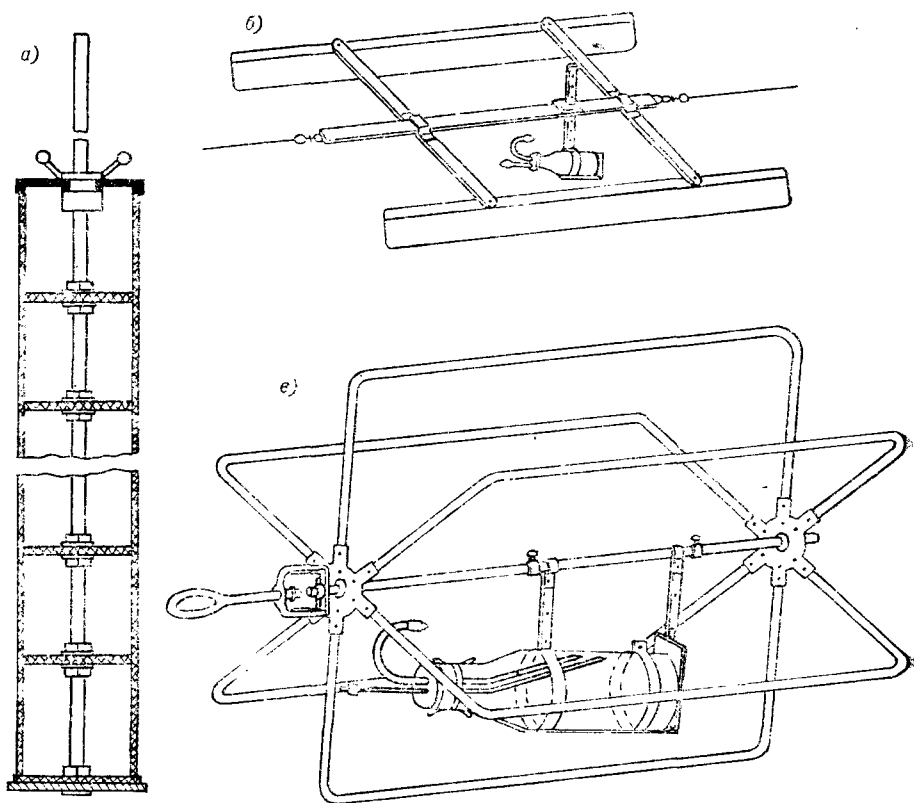


Рис. 7.2. Батометры для взятия проб воды со взвешенными наносами в прибойной зоне.

а — батометр-дифференциатор мгновенного наполнения, б — плавучий батометр-интегратор, в — придонный батометр-интегратор.

Для измерений расходов донных наносов использовались ловушки [167], которые заглублялись до уровня дна и поэтому не вызывали заметных нарушений потока и перемещения наносов. Элементы волн во время работ на береговых отмелях регистрировались электромеханическим волнографом, механическими регистраторами волновых колебаний уровня с помощью электроконтактных вех [154, 169], а за время измерения расхода наносов или отдельный шторм определялись по максимально-минимальным волномерным вехам, устанавливаемым для этой цели на бровке береговой отмели.

Ширина береговых отмелей на водных объектах составляла 5—25 м на Кайраккумском водохранилище и 150—300 м на Ладожском озере. За время работ на всех указанных выше водных объектах было измерено около 200 расходов взвешенных наносов и около 50 расходов донных наносов.

7.3. Основные черты механизма перемещения наносов

Исследователи динамики береговой зоны морей и внутренних водоемов уже давно установили некоторые общие черты воздействия движущейся воды на частицы наносов в русловом и волновом потоках. На основании этого достижения динамики русловых потоков можно распространять на область береговых процессов в водоемах и наоборот. Наряду с такими мнениями, высказываются соображения о значительном различии процессов в волновых и русловых потоках. Многие вопросы взвешивания и перемещения наносов до настоящего времени остаются нерешенными. Высказывается даже мнение, что в настоящее время существует столько теорий движения наносов, сколько исследователей занимается этими вопросами. Для доказательства такого положения дел, кроме противоречивых представлений о движении твердых частиц, ссылаются на разнообразие представлений о волновых колебательных движениях, переносных течениях, циркуляции воды и турбулентности потоков.

Действительно, по вопросам движения вод в волновых потоках, хотя они и определяют взвешивание и перемещение наносов, не выработаны общепринятые концепции [6, 25, 33, 52, 61, 109]. По этой причине основными факторами, определяющими взвешивание и перемещение наносов, одни исследователи считают волновые колебательные движения, другие — переносные течения, а третьи — совместное действие волновых движений и переносных течений. В. В. Лонгинов [109], в частности, определяющим фактором считает волновые колебательные движения, а второстепенными — вдольбереговые и компенсационные течения. Отмечая отсутствие сведений о турбулентности в волновом потоке, этот автор предполагает, что возвратно-поступательные волновые движения не могут способствовать развитию сколько-нибудь устойчивой турбулентности и отсюда делает вывод, что турбулентность не относится к определяющим взвешивание наносов факторам.

Для обеспечения размыва донных отложений и взвешивания твердых частиц в первую очередь необходимо, чтобы скорость потока независимо от его вида (волновые колебания, сравнительно устойчивое вдольбереговое течение или пульсационные движения) превышала размывающую скорость для грунтов. Следовательно, при решении вопросов динамики наносов береговой зоны водоемов основное внимание необходимо уделять таким видам движений воды, скорость которых в конкретных условиях может достигать наибольших значений и осуществлять размыв и взвешивание твердых частиц.

Наибольшую скорость в волновом потоке имеют волновые колебательные движения. В прибойной зоне внутренних водоемов они могут достигать в зависимости от силы шторма 3—5 м/с. Скорость пульсационных движений в условиях движения волн на глубокой воде обычно на порядок меньше скорости волновых колебательных движений. Однако в зонах интенсивного забурирования и разбивания волн предельные значения пульсаций скорости могут приближаться к скорости волновых колебательных движений и, наряду с последними, оказывать существенное влияние на процессы взмучивания твердых частиц и поддержание их во взвешенном состоянии [7, 52, 89, 109, 239]. Скорость переносных течений, к которым относятся вдольбереговые и компенсационные течения, при штормах средней силы обычно составляет 0,1—0,5 м/с, а при штормах наибольшей силы может достигать 1,0—1,5 м/с. Эти течения осуществляют в основном перенос наносов, взвешиваемых в результате волновых и пульсационных движений, но нередко при штормах средней и большой силы они могут размывать дно и заметно влиять на процессы взвешивания твердых частиц.

Сочетание волновых колебательных и пульсационных движений с переносным течением приводит к тому, что траектории частиц жидкости в волновом потоке над береговой отмелью приобретают весьма сложный вид (см. гл. 2), существенно отличающийся от вида траекторий движения частиц в речном потоке. Несмотря на это, в волновом потоке, как и в русловом, наблюдается три вида перемещения твердых частиц: во взвешенном состоянии, сальтацией и влечением. Однако каждый из этих видов движений отличается большей сложностью и разнообразием, чем в русловом потоке.

На береговых отмелях внутренних водоемов выделяют три качественно различных режима движения влекомых наносов: рифельный, грядовый и гладкий.

Рифельный режим движения наносов наблюдается в условиях сравнительно слабого и достаточно упорядоченного волнового воздействия на донные отложения. При прохождении гребней волн под действием волновых движений твердые частицы перекачиваются или скользят по лобовым склонам рифелей, затем срываются с гребней и попадают в область вихрей над подвальями, где возникают вальцы с резко повышенным содержанием твердых частиц. Вальцы часто располагаются параллельными рядами и нередко прослеживаются вдоль рифелей на несколько метров. Твердые частицы из области вихрей частично переходят в область потока, а частично выпадают на гребни соседних рифелей. Попавшие в область потока взвешенные частицы при косом подходе волн к берегу движутся по зигзагообразным траекториям и обычно смещаются вдоль берега переносным течением.

Грядовый режим движения наносов наблюдается в условиях интенсивных вдольбереговых течений. Под их действием на береговых отмелях, сложенных песками, возникают гряды, близкие

по форме к обычным русловым. Чаще всего они располагаются между зоной разбивания волн и урезом. На узких отмелях (15—20 м) Кайраккумского водохранилища при скорости вдольберегового течения около 0,7—0,9 м/с в период исследований часто наблюдались трехмерные гряды руслового типа длиной 1,5—2,0 м и высотой 0,10—0,12 м. На поверхности этих крупных гряд обычно перемещались более мелкие гряды с размерами примерно на порядок меньшими, чем у крупных гряд. Гряды больших и малых размеров обычно полностью исчезали по мере затухания шторма и вдольберегового течения.

На широких береговых отмелях Азовского моря, Ладожского и Онежского озер при вдольбереговых течениях возникали гряды длиной до нескольких десятков метров и высотой до 0,2—0,3 м. Чаще всего их удавалось наблюдать на выуклых в плане участках берега, где вдольбереговые течения при косом подходе волн получали наибольшее развитие. Крупные трехмерные гряды на широких отмелях нередко сохранялись, частично трансформируясь, в течение нескольких штормов сравнительно небольшой силы. Сильные штормы вызывали коренную перестройку рельефа береговой отмели и меняли режим движения наносов. В условиях преобладания постепенной трансформации волн и вдольбереговых течений на отмелях водоемов со сложным строением донного рельефа (рис. 7.3) наблюдалось сочетание двух и даже трех режимов движения наносов. Наиболее отчетливо при этом были выражены грядовой и рифельные режимы. Рифельный режим движения наносов чаще всего наблюдался в подвалах примкнувших к урезу крупных гряд, а грядовой — в зоне наиболее интенсивного вдольберегового течения.

Гладкий режим движения наносов на береговых отмелях внутренних водоемов наблюдается при сильных штормах и большой скорости вдольбереговых течений. На береговых отмелях, сформированных у приглубого берега, благоприятные условия для такого режима движения наносов создаются в случаях, когда штормовые волны почти полностью разрушаются у бровки отмели. Вдольбереговое течение при этом периодически, но незначительно, нарушается потоками наката, не искажающими существенно поступательного перемещения воды и наносов. Концентрация твердых частиц в придонном слое в таких условиях достигает больших значений, что и создает впечатление о движении наносов в виде слоя. В действительности, как показывают наблюдения, под слоем взвешенных и сальтирующих частиц высокой концентрации донные отложения находятся в неподвижном состоянии.

Движение твердых частиц происходит и при практически плоской форме дна береговых отмелей. При прохождении волн над плоским дном твердые частицы перекачиваются или скользят по нему, сальтируют или переходят во взвешенное состояние в зависимости от высоты волны и скорости переносного течения. Отрыву и взвешиванию твердых частиц благоприятствуют, по-видимому, колебания фильтрационного давления в порах грунта,

которые учитывает Н. Е. Кондратьев [90] в своей теоретической схеме движения наносов при формировании береговых отмелей.

На основании наблюдений затруднительно выяснить, какой из факторов — изменение фильтрационного давления или асимметрия волновых движений — определяет отрыв ото дна и взвешивание

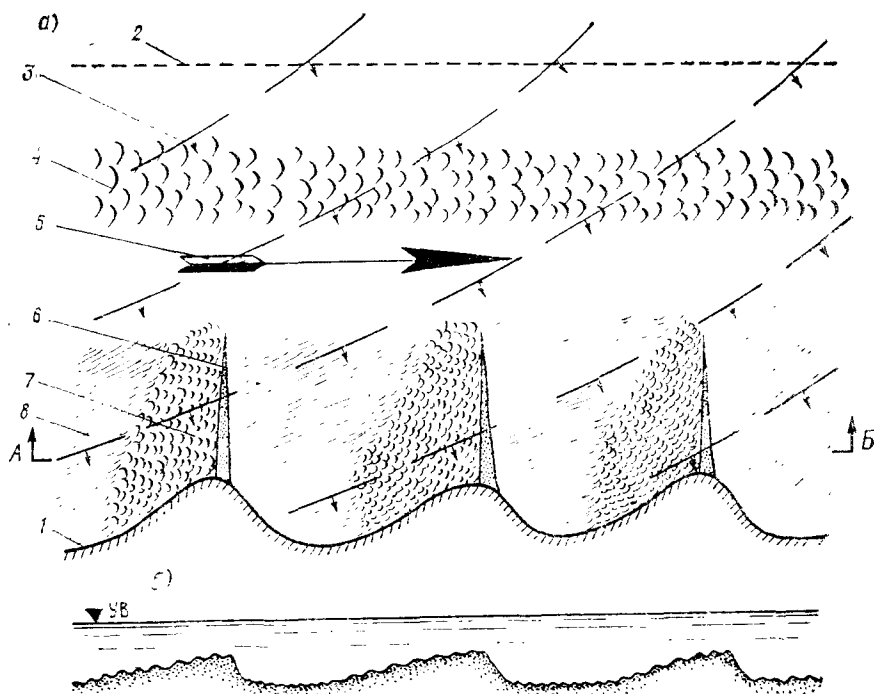


Рис. 7.3. Формы донного рельефа береговой отмели, характерные для условий бокового подхода плавно трансформирующихся волн.

а — план, *б* — разрез по линии А—Б; 1 — урез, 2 — бровка береговой отмели, 3 — фронт волны, 4 — крупные чешуйчатые (ленточные) гряды руслового типа, 5 — направление вдольберегового течения, 6 — примкнувшие к берегу крупные гряды с рифелями руслового (7) и волнового (8) типов.

твердых частиц. Можно предположить, что на отмелях, сложенных мелкозернистыми песками, процессы отрыва частиц происходят преимущественно в результате асимметрии волновых колебательных движений, а на отмелях с преобладанием гравийно-галечных пород — в результате изменений фильтрационного давления. Однако надежные данные по этому вопросу еще не получены.

7.4. Распределение мутности воды по вертикали

Сведения о распределении мутности воды по вертикали необходимы для определения расходов наносов, оценки заносимости прорезей, карьеров, водозаборов и других сооружений, а также

для установления качества воды в прибрежной зоне и для совершенствования существующих теоретических моделей расчета наносов.

Поскольку мгновенные значения придонной скорости в прибойной зоне изменяются при каждом данном шторме в широких пределах, то это приводит к существенным изменениям мутности во времени на разных горизонтах. Данные измерений ГГИ, полученные с помощью батометра-дифференциатора [167], показали, что даже в условиях установившегося волнения и вдольберегового течения мгновенные значения мутности на вертикали нередко изменяются в 4—6 и даже в 10 раз. Еще в более широких пределах изменяются мгновенные значения мутности на отдельных горизонтах. В связи с этим распределение мутности на вертикали целесообразно определять по данным измерений, осуществляемых батометрами длительного наполнения, например батометрами-бутылками.

Данные измерений, выполненных батометрами, показали, что в большинстве случаев на вертикалях прибойной зоны градиенты мутности увеличиваются по направлению от поверхности воды ко дну (рис. 7.4 б).

Придонная мутность нередко в 5—15 раз и более превышает поверхностную мутность. Различия между придонной и поверхностной мутностью увеличиваются с увеличением крупности взвешиваемых твердых частиц, что согласуется с данными теоретических решений [11, 25, 35], данными наблюдений в русловых потоках [25, 33, 75] и на морских отмелях [2, 6, 7]. Некоторое выравнивание мутности по вертикали отмечается при наличии в породах отмели илстых и глинистых частиц. Наиболее отчетливо оно выражается в зоне ослабленных волновых воздействий на донные отложения, например у бровки отмели в тех случаях, когда разбиение волн происходит вблизи уреза (рис. 7.4).

Для расчетов распределения мутности на вертикалях береговой отмели А. В. Караушев [13, 15] предложил использовать метод, разработанный им применительно к русловым потокам, но с учетом действия волнения. Мутность в этом методе представлена в функции нескольких определяющих факторов: состава донных отложений, гидравлической крупности твердых частиц, скорости переносного течения, волновых орбитальных скоростей, глубины, степени шероховатости дна и др. Поскольку часть перечисленных факторов не может быть установлена для конкретных условий с большой точностью, рассчитанные значения мутности отличаются иногда от измеренных значений в несколько раз [227]. Такие расхождения представляются вполне приемлемыми для решения многих задач в случаях отсутствия данных натурных наблюдений, особенно с учетом того обстоятельства, что измеренные абсолютные значения средней мутности и характеристики распределения ее по вертикали нередко различаются в 1,5—2,0 раза и, следовательно, не позволяют надежно оценить погрешности расчетного метода.

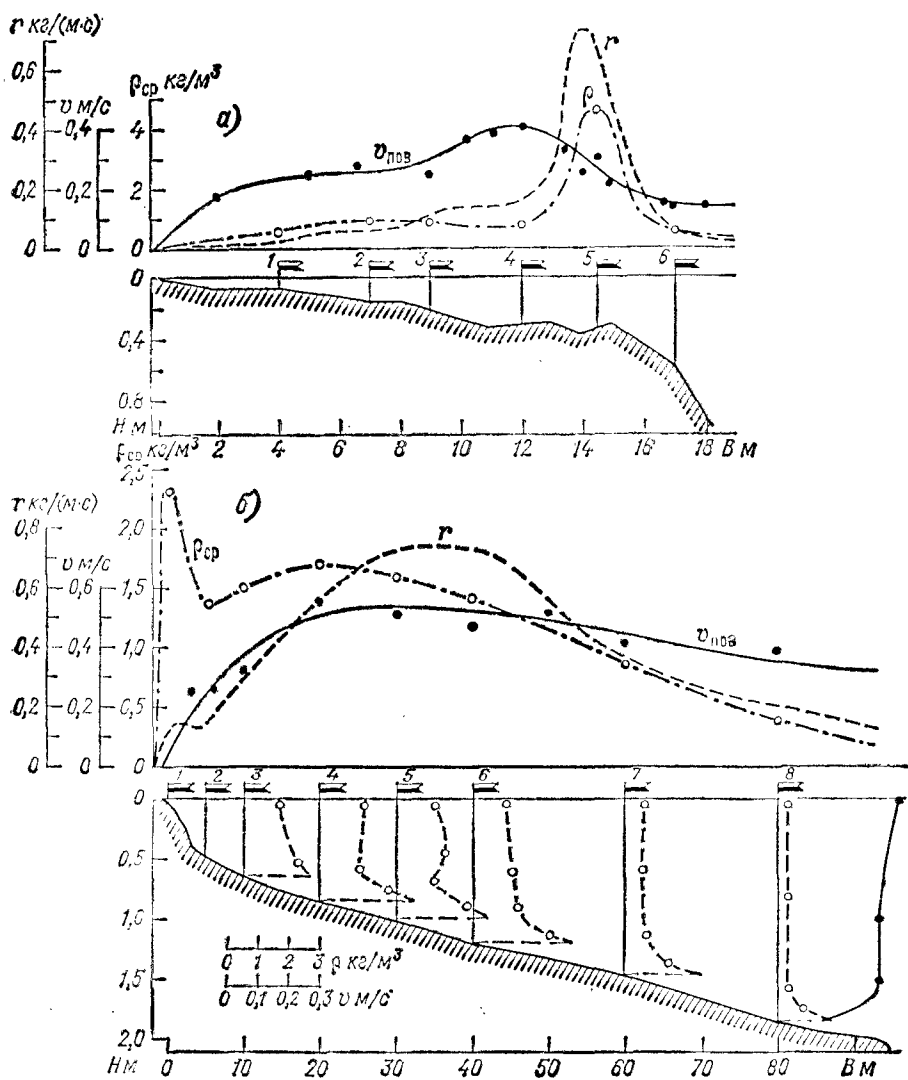


Рис. 7.4. Распределение скорости вдольберегового течения, мутности воды и элементарных расходов взвешенных наносов на береговой отмели при сосредоточенном разбивании волн у бровки (а) и в распластанной зоне при разбивании волн у центральной части отмели (б).

Достаточно надежные характеристики распределения мутности по вертикали для конкретных участков водоемов можно получить по данным натурных наблюдений. Этот вывод получила В. М. Клавен [83] на основании анализа имевшихся в ГГИ данным по мутности на нескольких участках различных водоемов.

По этим материалам определено относительная мутность ($\rho_i/\bar{\rho}_{\text{ср}}$) на вертикали для трех различных по составу грунтов береговых отмелей (табл. 7.1). Анализу были подвергнуты данные измерений на вертикалях с глубиной преимущественно от 0,4 до 1,5 м и относительной глубиной h/H от 0,3 до 0,8.

Таблица 7.1

Распределение по вертикали относительных осредненных значений мутности ($\rho_i/\bar{\rho}_{\text{ср}}$) при различном составе грунтов береговой отмели

Характеристики состава грунтов дна, мм				Горизонт z/H						
$d_{\text{ср}}$	d_{10}	d_{25}	d_{75}	0,10	0,30	0,50	0,70	0,80	0,90	0,95
0,02	0,01	0,01	0,16	0,68	0,74	0,82	1,02	1,21	1,59	1,90
0,15	0,01	0,02	0,20							
0,10	0,08	0,09	0,18							
0,18	0,16	0,21	0,34	0,55	0,64	0,77	1,11	1,40	1,87	2,30
0,13	0,09	0,12	0,25	0,40	0,52	0,74	1,16	1,50	2,20	2,90
0,23	0,12	0,16	0,36							

Из данных табл. 7.1 видно, что пределы изменения осредненных значений мутности по вертикали на береговых отмелях, сложенных песчаными грунтами с включениями илстых частиц, меньше, чем на береговых отмелях, сложенных только разнотернистыми песками. Приведенной таблицей можно пользоваться для ориентировочной оценки распределения мутности по вертикали при решении некоторых инженерных задач.

Приближенное значение мутности на различных горизонтах вертикали ρ_i можно вычислить также по предложенной в работе [144] формуле

$$\rho_i = m_0 \bar{\rho}_{\text{ср}} [(H - z)/z]^{-n_0}, \quad (7.1)$$

где $m_0 = 0,83$ и $n_0 = 0,37$ для береговых отмелей, сложенных песками; $\bar{\rho}_{\text{ср}}$ — мутность, осредненная во времени и по вертикали; z — расстояние по вертикали от поверхности воды до расчетного горизонта; H — общая глубина вертикали.

Данные табл. 7.1 и формула (7.1) характеризуют распределение осредненных значений мутности воды по вертикали при ука-

занном составе донных грунтов в условиях разбивания на береговых отмелях ветровых волн преимущественно небольшой и средней высоты. При других условиях, как показывают данные натурных измерений и лабораторных исследований [187], возможны существенные изменения распределения мутности по вертикали.

Экспериментальными исследованиями взвешивания наносов под действием стоячих волн подтверждены результаты натурных наблюдений. Обнаружено, в частности, незначительное изменение мутности по вертикали при наличии в грунтах дна мелкозернистых частиц и весьма существенные изменения — в случаях, когда грунты дна представлены отсортированными крупно- и среднезернистыми песками. Эти эксперименты проводились в русловой лаборатории ГГИ в волновых лотках размерами $1,15 \times 0,54 \times 0,2$ и $2,0 \times 1,2 \times 1,0$ м при глубине 0,3 и 0,5 м соответственно. Высота волновых колебаний уровня в экспериментах задавалась от 0,1 до 0,25 м [187]. В той части экспериментов, где преобладали донные частицы размером 0,2—1,0 мм ($\approx 98\%$), содержание мелкозернистых частиц крупностью 0,1—0,01 мм составляло около 1,5 %; в придонном слое (между линией дна и точкой $0,8H$) сосредоточивалось примерно 95 % взвешенных частиц. Средняя мутность, приуроченная к горизонту $(0,82 \dots 0,85)H$, превышала при этом поверхностную мутность в 8—15 раз и во столько же раз была меньше мутности в точке $0,95H$.

Если в составе грунтов дна содержалось 5—6 % частиц крупностью 0,1—0,01 мм, то средняя мутность превышала поверхностную мутность всего лишь в 1,2—1,3 раза и была меньше мутности в точке $0,95H$ примерно в 2 раза. Точка, соответствующая средней мутности, располагалась при этом на горизонте $(0,75 \dots 0,80)H$ от поверхности воды.

Если содержание частиц крупностью менее 0,1 мм в составе грунтов дна повышалось до 10—20 %, то происходило дальнейшее выравнивание распределения мутности. Точка, соответствующая средней мутности, располагалась на горизонте $(0,65 \dots 0,70)H$. Средняя мутность превышала поверхностную всего в 1,05—1,15 раза и была в 1,50—1,25 раза меньше мутности на горизонте $0,95H$.

Перечисленные данные в качественном отношении удовлетворительно согласуются с данными по распределению взвешенных наносов на вертикалях прибрежной зоны моря, полученными с помощью батометров-накопителей [6].

Следует заметить также, что по данным натурных исследований [175, 227] обнаружено изменение распределения мутности по вертикали не только в результате изменения состава донных отложений и гидродинамических условий их взвешивания, но и в результате выноса мелкозернистых частиц потоком. На одном из участков Кременчугского водохранилища, в частности, за несколько часов действия шторма и вдольберегового течения, на илисто-глинистой поверхности дна береговой отмели формировался слой песчаных отложений, который защищал нижележащие

илистые грунты от волновых воздействий. В результате этого уменьшались абсолютные значения мутности и увеличивались градиенты мутности по вертикали. При лабораторных исследованиях аналогичное явление достигалось путем сброса воды, содержащей мелкозернистые взвешенные частицы, и подачи на экспериментальную установку осветленной воды.

Сведения о вертикальном распределении взвешенных наносов на береговых отмелях внутренних водоемов в отдельных случаях вполне удовлетворительно согласуются с данными наблюдений на береговых отмелях морей и, в частности, с данными, полученными Н. В. Пыховым [6], Р. Д. Косьяном [6, 7], О. В. Войцеховичем [29]. Последний из перечисленных авторов представил результаты исследований вертикального распределения мутности в северо-западной части Черного моря экспоненциальной зависимостью следующего вида:

$$\rho_i = \bar{\rho}_d \exp [-\lambda (z/H)], \quad (7.2)$$

где $\bar{\rho}_d$ — мутность воды на горизонте 0,05 м от дна; λ — эмпирический коэффициент, равный 2,0—2,4 в условиях плавной трансформации волн на песчано-ракушечных береговых отмелях и около 0,5 при сосредоточенном разбивании волн.

Придонную мутность Войцехович рекомендует оценивать по зависимости, полученной им на основании обобщения материалов наблюдений Н. В. Пыхова и Р. Д. Косьяна и представленной им в виде

$$\bar{\rho}_d = k_d (\bar{\lambda}/H)^4 \cdot 20^{-5d_{50}/d_1}, \quad (7.3)$$

где k_d — коэффициент, равный $0,185 \cdot 10^{-6}$; d_{50} — медианный диаметр донных отложений, мм; d_1 — характерный диаметр, равный 1 мм; $\bar{\lambda}$ — средняя длина трансформирующихся волн.

Для установления возможных погрешностей формул (7.2) и (7.3) при использовании их для расчетов мутности в береговой зоне внутренних водоемов, безусловно, потребуются дальнейшие сопоставления с имеющимися данными натурных измерений и специальных экспериментов.

7.5. Распределение мутности воды по ширине береговой отмели

Взвешивание твердых частиц на отмелях происходит, как отмечено выше, в результате совместного действия на донные грунты волновых колебательных движений, неупорядоченных пульсаций скорости и переносных течений. Поскольку интенсивность этих движений меняется по ширине отмели, то это отражается на содержании взвешенных твердых частиц в волновом потоке.

Зоны наибольшего взмучивания обычно совмещаются с зонами наибольших воздействий на донные грунты волновых движений, пульсаций скорости и переносных течений, т. е. чаще всего с зонами разбивания волн, местоположение которых на береговой отмели меняется с изменением силы шторма, глубины, уклона дна и других факторов (см. рис. 7.4).

По материалам измерений на отмелях различных водосмов в работе [144] выделено четыре характерных типа распределения мутности по ширине отмели.

Тип I характеризуется приуроченностью отчетливо выраженного максимума мутности к приурезовой зоне и плавным уменьшением мутности от внешней границы приурезовой зоны к бровке отмели. Мутность в приурезовой зоне значительно (иногда до 5—15 раз) больше, чем над центральной частью береговой отмели, что обусловлено приуроченностью места разбивания волн и места размещения максимума скорости вдольберегового течения к этой зоне, а также действием потоков наката-отката волн при малой глубине.

Тип II — максимум мутности располагается в центральной части отмели или даже смещен к ее бровке. В соседних частях отмели мутность в 1,5—2,0 раза меньше, чем в зоне максимума, и плавно уменьшается по направлению к урезу и бровке береговой отмели. Чаще всего наблюдается на пологих отмелях небольшой ширины при совмещении зоны максимума скорости вдольберегового течения с зоной сосредоточенного разбивания волн.

Тип III — отмечаются две отчетливо выраженные зоны повышенной мутности, одна из которых располагается у уреза, а вторая — в центральной части отмели или у ее бровки. На отмелях с плоским слабонаклонным дном такое распределение мутности чаще всего наблюдается в условиях, когда волны наибольшей высоты основной системы разбиваются в центральной части отмели, а волны второстепенных систем и частично трансформированные волны — у уреза. На отмелях с отчетливо выраженным подводным валом аналогичное распределение мутности наблюдается при штормах средней и большой силы, когда волны основной системы разбиваются на гребне подводного вала, а мощные потоки наката достигают уреза и воздействуют на пляж.

Тип IV характеризуется плавно меняющейся или почти одинаковой мутностью в пределах всей отмели. Наблюдается на пологих отмелях с равномерным уклоном дна в условиях постепенной трансформации волн без сосредоточенного разбивания и одинаковой скорости вдольберегового течения в пределах от бровки отмели до уреза.

По данным измерений установлено, что на узких отмелях Кайракумского водохранилища преобладало распределение мутности по типам II и III, а на более широких отмелях других водосмов — распределение по типу I (табл. 7.2).

К типу IV отнесено 7 измеренных эпюр мутности, а к другим нехарактерным типам — 6 эпюр мутности из 133 подвергнутых

Таблица 7.2

Распределение числа случаев (n) измеренных эпюр мутности воды и элементарных расходов взвешенных наносов по типам на разных водоемах

Водоем	Типы эпюр мутности						Типы эпюр элементарных расходов в числе случаев					
	I	II	III	IV	прочие	сумма	I	II	III	IV	прочие	сумма
Кайраккумское водохранилище	3	6	7	—	—	16	3	7	6	—	1	16
Σn	5	7	7	1	—	20	5	11	3	1	—	20
%	8	13	14	1	—	36	8	18	9	1	—	36
	22,2	36,1	38,9	2,8	—	100	22,2	50,0	25,0	2,8	—	100
Каховское водохранилище	4	—	1	—	—	5	3	—	2	—	—	5
Σn	12	1	9	—	6	28	4	11	7	5	1	28
%	17	—	4	—	—	21	13	2	3	1	2	21
	33	1	14	—	6	54	20	13	12	6	3	54
	61,2	1,8	25,9	—	11,1	100	37,0	24,1	22,1	11,1	6,6	100
Кременчугское водохранилище	7	—	—	—	—	7	3	3	1	—	—	7
Σn	14	2	4	5	—	25	12	7	2	4	—	25
%	21	2	4	5	—	32	15	10	3	4	—	32
	65,7	6,2	12,5	15,6	—	100	46,8	31,2	9,4	12,5	—	100
Азовское море:												
Σn	5	1	4	1	—	11	4	4	3	—	—	11
%	45,4	9,1	36,4	9,1	—	100	36,4	36,3	27,3	—	—	100
Общее число случаев:												
Σn	67	17	36	7	6	133	47	45	27	11	3	133
%	50,4	12,8	27,0	5,3	4,5	100	35,3	33,8	20,3	8,3	2,3	100

анализу. Следует заметить, что на широких пологих береговых отмелях с большим (4—12) числом сравнительно невысоких подводных валов наблюдалось плавное изменение мутности, без заметного ее увеличения над гребнями и уменьшения над ложбинами валов. Такие данные получены на Ладожском озере, но они не включены в табл. 7.2.

7.6. Связь придонной и поверхностной мутности со средней мутностью

На детальные измерения мутности воды в прибойной зоне обычно затрачивается несколько часов рабочего времени. Весьма трудоемкими являются и последующие лабораторные и вычислительные работы. В периоды сильных штормов измерения мутности нередко связаны с риском или оказываются невозможными. В связи с этими обстоятельствами затрудняется накопление данных о мутности, снижается оперативность, а иногда и точность

натурных измерений. С целью устранения некоторых из перечисленных недостатков А. С. Судольским [173] был предложен интеграционный способ измерения мутности.

Сущность этого способа состоит в том, что о мутности судят по одиночным пробам, взятым интеграционно из поверхностного или придонного слоя в пределах между границей интенсивного затухания волн и урезом или между бровкой отмели и урезом. Для реализации способа разработаны, как отмечено выше, два типа измерительных устройств: плавучий батометр-интегратор и придонный батометр-интегратор (см. рис. 7.2). На первых этапах работ интеграционные измерения мутности проводились синхронно с детальными измерениями мутности, что позволило определить коэффициенты перехода от единичных значений мутности в верхнем ($\rho_{\text{пов}}^*$) и придонном ($\rho_{\text{д}}^*$) слоях к средней мутности (ρ^*) в волюприбойной зоне [187]. Они оказались равными:

$$\rho^* = 2,48\rho_{\text{пов}}^*; \quad (7.4)$$

$$\rho^* = 0,88\rho_{\text{д}}^*; \quad (7.5)$$

$$\rho^* = 0,64(\rho_{\text{пов}}^* + \rho_{\text{д}}^*). \quad (7.6)$$

Выяснено также, что на переходные коэффициенты существенное влияние оказывает состав донных отложений.

Коэффициенты увеличиваются с увеличением крупности донных отложений и с уменьшением содержания мелкозернистых включений. Так, например, коэффициент перехода от поверхностной к средней мутности по данным измерений на Каховском водохранилище, где $d_{\text{ср}}$ менялось в пределах 0,12—0,26 мм, за 1970 г. оказался равным 2,64, а за 1971 г. — 2,02. На Кременчугском водохранилище, где $d_{\text{ср}}$ менялось в пределах 0,02—0,15 мм, коэффициент перехода за 1972 г. оказался равным 2,27, а за 1973 г., когда береговая отмель была частично прикрыта илистыми грунтами, — 1,10.

7.7. Элементарные расходы взвешенных наносов

Для решения задач заносимости гидротехнических сооружений и других видов хозяйственного использования береговой зоны водоемов необходимы сведения о распределении интенсивности вдольбереговых перемещений наносов по ширине береговой отмели. В качестве меры интенсивности перемещения взвешенных наносов целесообразно использовать элементарный расход наносов ($r = \rho v H$) в $\text{кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$, который является одной из обобщенных характеристик динамики береговой зоны, поскольку определяется по средней мутности, средней скорости течения на вертикали и глубине. Поэтому, в частности, распределение элементар-

ных расходов взвешенных наносов по ширине береговой отмели обычно не совпадает с распределением какой-либо одной из определяющих его величин.

По материалам измерений на Кайраккумском, Каховском и Кременчугском водохранилищах и на Азовском море выделено четыре характерных типа распределения элементарных расходов по ширине отмели (рис. 7.5). По общему виду они близки к типам распределения мутности и характеризуются следующими чертами: I — максимум в приурезовой зоне; II — максимум в центральной части отмели или у ее бровки; III — два максимума, из которых один расположен в приурезовой зоне, а второй — примерно в цен-

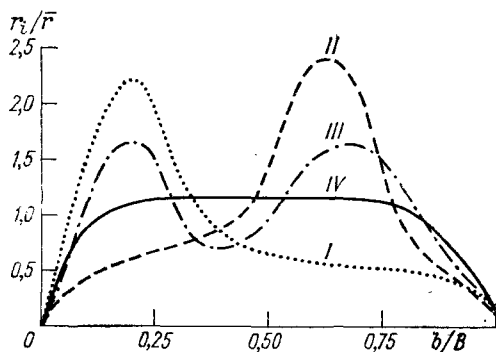


Рис. 7.5. Основные типы распределения относительных элементарных расходов взвешенных наносов по ширине береговой отмели водоема.

Присущие каждому типу распределения профиля дна см. на рис. 6.8.

тральной части отмели; IV — примерно одинаковые элементарные расходы в пределах большей части береговой отмели.

Из 133 рассмотренных эпюр к типу I отнесено 35,3 %, к типам II, III и IV — соответственно 33,8, 20,3 и 8,3 % (см. табл. 7.2). Три эпюры (2,2 %) не соответствуют ни одному из рассмотренных типов.

Каждый из выделенных типов распределения элементарных расходов наиболее часто наблюдается на береговых отмелях, имеющих специфичную форму профиля.

На основании полученных результатов можно заключить, что в большинстве случаев на береговой отмели формируется одна отчетливо выраженная зона интенсивного вдольберегового переноса наносов, которая располагается вблизи уреза, в центральной части или у бровки отмели. На долю таких типов распределения приходится более $\frac{2}{3}$ всех измеренных расходов. Однако даже эти эпюры не удается представить в виде одной обобщенной

эпюры $r_i/r_{\text{макс}} = f(H_i/H_{\text{макс}})$, как предлагал Н. Д. Шишов [221]. Еще более далеки от предложенной Шишовым обобщенной эпюры типы распределения элементарных расходов, характеризующихся примерно одинаковыми значениями r по всей ширине отмели или наличием двух максимумов $r_{\text{макс}}$, на долю которых приходится около $1/3$ рассмотренных расходов наносов.

На распределение элементарных расходов наносов заметное влияние оказывают, кроме упомянутых факторов, размеры береговой отмели. С увеличением ширины береговой отмели уменьшаются при прочих равных условиях абсолютные значения элементарных расходов, что приводит к уменьшению степени выраженности зон максимального перемещения наносов. Действительно, при высоте волны 0,4—0,5 м наибольшие элементарные расходы наносов на отмелях достигали следующих значений: при ширине отмели 5—7 м около 2,5 кг/(м·с), при ширине 20 м около 1,0 кг/(м·с), при 80—100 м около 0,5 кг/(м·с). Приведенные данные позволяют заключить, что при рассмотрении распределения элементарных наносов на береговых отмелях необходимо учитывать, наряду с формой профиля и соотношением между высотой волн и глубиной, ширину отмелей.

Поскольку получение обобщенного распределения перемещения взвешенных наносов по ширине береговой отмели имеет важное практическое значение, то попытки решить этот вопрос с использованием данных наблюдений и путем разработки расчетных методов не прекращаются до настоящего времени. Из расчетных методов, разработанных для береговых отмелей, по-прежнему наиболее приемлемым остается метод А. В. Караушева [73, 75], уточнявшийся и апробировавшийся А. Я. Шварцман [218, 219].

Обширные сопоставления результатов расчетов с данными наблюдений мутности на Горьковском водохранилище были выполнены Н. Я. Ярославцевым и Е. А. Шмелевым [229]. Эти авторы показали приемлемость расчетного метода Караушева: примерно в 50 % случаев отклонения рассчитанных значений не превышали 50 % и только в 20 % случаев составляли 400 % и более.

Попытка получения обобщенных кривых распределения интенсивности перемещения взвешенных наносов по ширине береговой отмели предпринята в упоминавшейся выше работе Войцеховича [29] на основании данных измерений, охватывавших на песчаных отмелях северо-западной части Черного моря зону шириной от 70 до 220 м. Этот автор разделил полученные материалы на две части в зависимости от формы профиля береговой отмели: наклонная плоскость, плавно сопрягающаяся с горизонтальной плоскостью глубоководной зоны, и наклонная плоскость с отчетливо выраженным подводным валом или подводной террасовидной ступенью. На плоских береговых отмелях зона максимального перемещения взвешенных наносов располагается на расстоянии от уреза, равном $b = 0,4B_{\text{кр}}$ ($B_{\text{кр}}$ — расстояние от уреза до линии разрушения волн). Интенсивность перемещения наносов уменьшается от зоны максимума как по направлению к урезу, где она близка

к нулевым значениям, так и к зоне разрушения волн, где она составляет 5—20 % максимального значения.

На береговых отмелях с подводным валом или с горизонтальной подводной террасой зона максимального перемещения наносов располагается на расстоянии от уреза, равном $0,1B_{кр}$. Над гребнем подводного вала элементарные расходы наносов при этом составляют 20—40 % максимальных значений, а в первой ложбине и над подводной террасой — всего 5—20 % максимальных значений при любых конкретных условиях.

7.8. Зависимость средней мутности от определяющих факторов

Мутность воды в прибойной зоне зависит, как показывают исследования, преимущественно от скорости водного потока и механического состава грунтов дна.

Действие водного потока на донные отложения в прибойной зоне определяется в основном, как отмечено выше, волновыми колебательными движениями, высота которых в придонном слое зависит от размеров волн и глубины воды, а также от параметров береговой отмели, определяющих процессы трансформации волн.

Механический состав грунтов отмели при определении мутности можно учесть гидравлической крупностью каждой фракции и процентным содержанием фракций. Таким образом, среднюю мутность ρ^* на береговой отмели можно представить как функцию следующих величин: высоты волны h , средней глубины $H_{ср}$, ширины береговой отмели B , гидравлической крупности w_r и содержания частиц p в грунтах отмели, т. е.

$$\rho^* = f(h, H_{ср}, B, w_r, p). \quad (7.7)$$

Для определения характеристик грунтов береговой отмели, имеющих сложный состав, воспользуемся средневзвешенным показателем гидравлической крупности частиц, представив его в виде

$$w_{г0} = w_{г1}p_1 + w_{г2}p_2 + \dots + w_{гn}p_n, \quad (7.8)$$

где $w_{г1}, w_{г2}, \dots, w_{гn}$ — гидравлическая крупность; $p_1, p_2, \dots, p_n$ — содержание (в долях единицы) каждой учитываемой фракции наносов в грунтах береговой отмели.

При оценках мутности воды на береговых отмелях внутренних водоемов учету подлежат не все фракции наносов, которыми сложены береговые отмели, а лишь мелкозернистые грунты. Выполненные в ГГИ исследования [167, 175] показали, что на береговых отмелях во взвешенное состояние переходят преимущественно мелкозернистые частицы размером менее 0,2 мм. Частицы размером более 0,2 мм переходят во взвесь на короткие периоды преимущественно в придонном слое и не оказывают, как уже было от-

мечено выше, существенного влияния на мутность, особенно в условиях действия сравнительно слабых и умеренных штормов.

Этот вывод хорошо согласуется с мнениями таких исследователей, как Уоттс, Бегнольд [77], Ингл [60] и др.

Среднюю мутность воды в зоне береговой отмели с учетом средневзвешенного показателя гидравлической крупности донных грунтов можно представить в функции следующих определяющих факторов:

$$\rho^* = f(h, H_{\text{ср}}, B, w_{\text{г0}}). \quad (7.9)$$

В результате совместного рассмотрения данных по всем упомянутым выше водоемам (около 250 серий измерений) с учетом ширины береговых отмелей B и расчетных средневзвешенных показателей гидравлической крупности донных отложений $w_{\text{г0}}$ по-

Таблица 7.3

Измеренные (числитель) и вычисленные (знаменатель)
средние значения мутности воды на береговых отмелях, кг/м^3

Водоем	Ширина берего- вой от- мели B , м	Высота волн h_1 % м					
		0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2
Кайракумское водохранилище	6,5	1,7	5,8	—	—	—	—
		0,83	2,32				
	13,5	0,42	1,30	2,30	—	—	—
		0,43	1,21	2,24			
	23,0	0,27	0,75	1,30	1,90	—	—
		0,23	0,64	1,20	1,85		
Кременчугское водохранилище	80,0	0,05	0,20	0,45	0,70	1,00	1,30
		0,08	0,22	0,42	0,61	0,90	1,20
Горьковское водохранилище	45,0	0,10	0,32	0,55	0,85	1,12	1,45
		0,11	0,32	0,60	0,92	1,28	1,69
Каховское водо- охранилище створ IX	100	0,05	0,09	0,20	0,38	0,56	0,80
		0,05	0,15	0,29	0,45	0,61	0,83
	створ VI	0,03	0,09	0,20	0,37	0,55	0,66
		0,08	0,24	0,46	0,70	0,98	1,30
Азовское море	115	0,04	0,12	0,20	0,30	0,42	0,55
		0,03	0,10	0,18	0,28	0,39	0,51
Белое озеро	100	0,08	0,22	0,40	0,63	0,88	—
		0,08	0,22	0,40	0,62	0,86	

лучено обобщенное выражение для расчета средней мутности:

$$\rho^* = k_p h_1^{3/2} / (H_{cp} B \omega_{r0})^{2/3}, \quad (7.10)$$

где k_p — коэффициент, равный 0,27, если ω_{r0} выражено в метрах в 1 с, h_1 — в метрах, а ρ^* — в килограммах в 1 м³.

Отклонения вычисленных по зависимости (7.10) значений мутности от осредненных измеренных на водных объектах не превышает преимущественно 15 % (табл. 7.3). Только для одного из участков Кайраккумского водохранилища, где ширина береговых отмелей составляла около 6,5 м и во время волнения наблюдались обрушения суглинистых грунтов берега, измеренные значения мутности превысили вычисленные почти в 2 раза. На основании этого можно заключить, что зависимость (7.10) вполне приемлема для расчетов мутности воды на береговых отмелях внутренних водоемов.

7.9. Расходы донных наносов и их связь со взвешенными наносами

Волновые колебательные движения жидкости в придонном слое прибойной зоны вызывают, как отмечалось выше, подвижки донных отложений и способствуют не только взмучиванию твердых частиц, но и их перекачиванию или сальтации. Под действием волновых колебательных движений возможен чисто волновой перенос донных частиц. Волновой перенос донных частиц обычно уменьшается с увеличением ширины прибойной зоны, что обусловлено увеличением степени рефракции трансформирующихся и разбивающихся на отмели волн. Однако только на узких отмелях при условии подхода волн под острым углом вплоть до уреза волновой перенос донных частиц вдоль берега в результате их движения по циклоидальным траекториям может быть весьма существенным по отношению к общему переносу твердого материала вдоль берега. На широких береговых отмелях вдольбереговой перенос донных наносов обуславливается вдольбереговыми течениями, поскольку штормовые волны в пределах между зоной разбивания и урезом движутся преимущественно по нормали к линии берега и не могут вызывать перенос наносов за счет волновых движений. Расходы донных наносов увеличиваются, как показывают данные измерений на Кайраккумском, Каховском и Кременчугском водохранилищах, с увеличением скорости вдольберегового течения, что видно по осредненным значениям, представленным в табл. 7.4.

Расходы донных наносов увеличиваются при прочих равных условиях также с увеличением размеров береговых отмелей. Например, при средней скорости вдольберегового течения 0,3 м/с расход донных наносов на Кайраккумском водохранилище ($B = 5 \dots 26$ м) составлял 20,5 т/сут, а на Кременчугском ($B = 60 \dots 90$ м) 95 т/сут.

Таблица 7.4

Осредненные расходы донных наносов на береговых отмелях водохранилищ при различной скорости вдольберегового течения, т/сут

Водохранилище	Количество измеренных расходов	Скорости вдольберегового течения, м/с						
		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7
Кайракумское	54	4,3	12,1	20,5	33,0	47,7	67,0	95,0
Каховское	21	12,5	31,7	71,0	—	—	—	—
Кременчугское	12	26,0	58,0	95,0	144,0	—	—	—

Скорость течения влияет не только на общий расход донных наносов, но и на распределение перемещения донных наносов по ширине береговой отмели. Максимум переноса этих наносов чаще всего располагается в приурезовой зоне или у зоны разбивания волн, если к ней приурочен максимум скорости течения [144, 190, 229]. В тех случаях, когда скорость течения в пределах береговой отмели практически одинакова, обычно отмечается плавное увеличение переноса донных наносов по направлению от зоны забурирования волн к урезу, что обусловливается, по-видимому, увеличением скорости волновых движений и переносного течения в придонном слое в связи с уменьшением глубины.

В общем вдольбереговом переносе твердого материала доля донных наносов уменьшается с увеличением скорости вдольберегового течения [175, 190] и высоты волн, если они подходят под острым углом к линии берега. Так, по данным измерений на отмелях Каховского и Кременчугского водохранилищ, расходы донных наносов примерно равнялись расходам взвешенных наносов при слабом волнении и небольшой скорости течения, но составляли лишь 2—4 % расходов взвешенных наносов в условиях, когда штормовые волны подходили под острым углом к линии берега, а скорости вдольберегового течения были значительными (табл. 7.5).

Таблица 7.5

Относительные расходы донных наносов при различной высоте волн, % расходов взвешенных наносов

Водохранилище	Высота волн, м				
	0,25	0,50	0,75	1,0	1,25
Каховское	98	40	15	6,0	2,0
Кременчугское	93	44	18	7,5	4,0

Близкие к этим результаты получены и по данным измерений на узких отмелях Кайраккумского водохранилища. Расходы донных наносов составили здесь в среднем около 12 % расхода взвешенных наносов.

Полученные результаты можно использовать для оценки вдольберегового переноса твердого материала на отмелях, сложенных преимущественно песками или песками с небольшим количеством включений илистых и глинистых частиц.

7.10. Расчет вдольберегового переноса твердого материала

Практика гидротехнического строительства очень давно ставила перед исследователями задачу оценки перемещений наносов на побережьях морей. Однако лишь несколько десятилетий тому назад появились первые предложения по приближенной оценке, но не количества, а только направления преобладающего переноса твердого материала.

Первые предложения по оценке относительного поступления наносов к гидротехническим сооружениям, устьям рек или бухтам были разработаны В. Г. Глушковым и почти одновременно Мунх-Петерсоном [52]. В дальнейшем аналогичные предложения были разработаны или уточнены А. М. Ждановым [47], Р. Я. Кнапсом [85], Б. А. Пышкиным [141] и др. Со второй половины 50-х годов начата разработка количественных методов оценки перемещений наносов. Появились расчетные зависимости Н. Д. Шишова [221], Г. Ф. Красножона [97] и многих зарубежных исследователей [60, 61, 77, 239]. Зависимости расходов наносов одними из этих авторов были получены по данным лабораторных исследований и не обеспечивали удовлетворительной согласованности рассчитанных значений с данными натурных измерений, а зависимости других авторов включали неизвестные коэффициенты или оказались региональными. В связи с этим продолжалось дальнейшее совершенствование расчетных методов путем более полного учета основных определяющих факторов. Уточнялись, в частности, способы вычислений энергетических характеристик волнового режима прибрежной зоны [244] и устанавливались новые зависимости вдольбереговых перемещений наносов от волновой энергии [229, 234]. Несколько расчетных зависимостей было разработано в Институте гидромеханики (ИГМ) АН УССР и в ГГИ.

В. Л. Максимчук и В. З. Аверин [142], исходя из метода размерности, представили расход наносов R в виде

$$R = 1,2 \cdot 10^{-5} h_{г\lambda}^2 \lambda_{г\lambda} (g/d_{ср})^{1/2} \sin 2\alpha, \quad (7.11)$$

где $h_{г\lambda}$, $\lambda_{г\lambda}$ — соответственно высота и длина ветровых волн на глубокой воде, м (без указания их обеспеченности); α — угол между лучом волны и нормалью к линии берега, градусы; $d_{ср}$ —

средняя крупность частиц грунта, м; g — ускорение свободного падения, м/с².

Б. А. Пышкин [141] учел влияние на расход наносов наклона отмели $m_y = \text{ctg } \beta$ и выражение (7.11) представил в следующем виде:

$$R = 10^{-4} (h_{\text{гл}} \lambda_{\text{гл}} / m_y^{0,75}) (g/d_{\text{cp}})^{1/2} \sin(2\alpha). \quad (7.12)$$

На основании данных по заносимости одной из прорезей на береговой отмели Каховского водохранилища Е. С. Цайтц ввел в выражение (7.12) коэффициент 1,12.

Авторы зависимостей (7.11) и (7.12) не дают точных указаний в отношении вида определяемых наносов.

Уточнение и изменение вида зависимости ИГМ АН УССР продолжалось и в последующее время [114]. Наиболее существенные изменения внесены В. Л. Максимчуком, который представил расход наносов (м³/с) в виде

$$R = 0,968 \cdot 10^{-6} \frac{H_{\text{cp}} h_{\text{гл}}^3}{n_{\text{ш}} B} \left(\frac{\lambda_{\text{гл}}}{m_y} \right)^{4/3} \left(\frac{g}{d_{\text{cp}}} \right)^{1/2} \left(\frac{\rho_{\text{ж}}}{\gamma_{\text{н}} - \rho_{\text{ж}}} \right) (1 - \varphi_{\text{т}}) \times \\ \times [\sin(2\alpha) \sin \alpha]^2, \quad (7.13)$$

где $n_{\text{ш}}$ — коэффициент, учитывающий шероховатость дна и проницаемость донных грунтов; $\rho_{\text{ж}}$, $\gamma_{\text{н}}$ — соответственно плотность воды и наносов; $\varphi_{\text{т}}$ — параметр «турбулентности поведения наносов» (значения не указаны); обеспеченность элементов волн $h_{\text{гл}}$ и $\lambda_{\text{гл}}$, измеренных на внешней границе береговой отмели, не указаны.

В ГГИ зависимости для расчета расхода наносов разработаны А. В. Караушевым и А. Я. Шварцман [218, 219], а также А. С. Судольским [144, 198].

А. В. Караушев и А. Я. Шварцман [75, 219] представили расход наносов (кг/с) в виде

$$R_{\text{т}} = 0,15 v_{\text{cp}} (1 - 0,7 h/H_{\text{cp}}) (1,3 h/\sqrt{H_{\text{cp}}} + k_{\text{к}} v_{\text{cp}})^2 N_{\text{к}} \Gamma B, \quad (7.14)$$

где средняя скорость течения (м/с) равна

$$v_{\text{cp}} = \sqrt{\frac{g H_{\text{cp}}^{4/3} h \sin(2\alpha)}{(0,1 + 800 H_{\text{cp}}^2/B^2) d_{\text{с}}^{1/3} B}}; \quad (7.15)$$

$$k_{\text{к}} = (3C - M)/(3C); \quad (7.16)$$

$$N_{\text{к}} = MC/g; \quad (7.17)$$

$$M = 0,7C + 6; \quad (7.18)$$

Γ — гидромеханический параметр наносов, зависящий от коэффициента Шези C и величины G^* и определяемый по специальной таблице;

$$G^* = \omega_{\text{г}}/(v_{\text{cp}} + v_{\text{в}}); \quad (7.19)$$

$$v_{\text{в}} = q_{\text{в}}/H_{\text{cp}}; \quad (7.20)$$

$$q_{\text{в}} = hc/\pi, \quad (7.21)$$

где ω_T — средняя гидравлическая крупность взвешенных фракций наносов; H_{cp} — средняя глубина в прибойной зоне; h — высота волны перед разрушением; B — ширина всей отмели или ее части, охваченной вдольбереговым течением; d_0 — эффективный диаметр донных отложений, мм; c — скорость волны; q_b — элементарный волновой расход; v_b — скорость волнового переноса.

В работах [190, 229] представлены результаты сопоставления многочисленных измеренных расходов взвешенных наносов с рассчитанными по зависимости указанных выше зарубежных исследователей и по зависимостям (7.12) и (7.14). К сопоставлению привлечены данные измерений на узких (5—26 м) отмелях Кайраккумского водохранилища, на отмелях средней ширины (60—90 м) Каховского и Кременчугского водохранилищ и на отмелях значительной ширины (100—300 м) Азовского моря и Ладожского озера. Данные сопоставлений показали, что ни одна из существующих расчетных зависимостей не является универсальной, хотя при некоторых условиях и обеспечивает вполне удовлетворительную сходимость с измеренными по единой методике расходами наносов. Так, например, расходы наносов, вычисленные по зависимостям (7.11) и (7.12), в большинстве случаев оказались завышенными в 3—5, а иногда и в 7—10 раз по сравнению с измеренными расходами. Многие расходы наносов, вычисленные по зависимости (7.14), оказались близкими к измеренным на Кременчугском водохранилище, но в несколько раз превышали расходы, измеренные на широких береговых отмелях Азовского моря.

В 1963 г. в ГГИ была разработана зависимость для расхода взвешенных наносов на основании уточнения теоретической зависимости скорости вдольберегового течения, предложенной Путманом, Мунком и Трэйлором, и эмпирической зависимости для средней мутности. Расход взвешенных наносов (кг/с) представляется в виде

$$R_b = 0,31 \cdot 10^4 h_1^4 \rho_{0,1}^{1/2} \sqrt{\sin(2\alpha)/(\bar{\tau} B^3)}. \quad (7.22)$$

Расходы наносов, вычисленные по этой зависимости, хорошо согласовались с расходами, измеренными на узких отмелях Кайраккумского водохранилища, но нередко отличались в 2—4 раза от расходов, измеренных на более широких отмелях других водоемов. С учетом этого обстоятельства была предпринята попытка дальнейшего уточнения расчетной зависимости путем привлечения новых данных измерений и уточнения представлений о процессе движения наносов.

Общий (без учета растворенных веществ) расход наносов через створ R_T представлен в виде суммы расходов взвешенных (R_b) и донных (R_d) наносов, т. е.

$$R_T = R_b + R_d, \quad (7.23)$$

где

$$R_b = v_{cp} F \rho^*. \quad (7.24)$$

Средняя на береговой отмели скорость вдольберегового течения $v_{\text{ср}}$ принимается равной произведению средней поверхностной скорости, вычисленной по формуле (6.15) или (6.16) (см. главу 6), на коэффициент 0,83). Среднюю мутность воды на отмели ρ^* предлагается определять по формуле (7.10), а площадь сечения F в створе отмели принимать равной

$$F = BH_{\text{ср}}. \quad (7.25)$$

После подстановки выражений для $v_{\text{ср}}$, ρ^* и F в формулу (7.24) для береговых отмелей шириной менее 100 м расход взвешенных наносов (кг/с) выразится в виде

$$R_{\text{в}} = k_{\rho} \omega_{\text{г}}^{-2/3} h_{1\%}^{5/2} H_{\text{ср}}^{1/3} B^{1/3} f(\alpha) \exp [-(0,014B - 0,5H_{\text{ср}})], \quad (7.26)$$

где k_{ρ} — коэффициент, равный 0,22, если $h_{1\%}$, $H_{\text{ср}}$ и B выражены в метрах, а $\omega_{\text{г}}$ — в метрах в 1 с.

Расход донных наносов $R_{\text{д}}$ при каждом расчетном значении высоты волны $h_{1\%}$ можно определить по данным табл. 7.5 или приближенно учесть в общем расходе твердого материала умножением расхода взвешенных наносов на осредненный переходный коэффициент

$$R_{\text{т}} = 1,12R_{\text{в}}. \quad (7.27)$$

Путем сопоставлений вычисленных и измеренных расходов наносов установлено, что зависимость (7.26) обеспечивает лучшую сходимость измеренных и вычисленных расходов наносов, чем зависимости (7.11) и (7.14).

При вычислении расходов наносов на отмелях шириной более 100 м необходимо учитывать ветровую добавку к средней скорости вдольберегового течения по выражениям (6.16) или (6.17). Этим достигается лучшая сходимость измеренных и вычисленных расходов наносов.

Зависимостью (7.26) можно пользоваться и для определения количества наносов, переносимых через створ береговой отмели в течение безледоставного периода или отдельных сезонов. Для этого необходимо располагать сведениями о повторяемости или продолжительности действия ветров различных градаций скорости по направлениям, которые можно взять из «Справочника по климату СССР», получить путем обработки лент анеморумбографа или метеорологических таблиц. Основные элементы ветровых волн для расчетного створа вычисляются в соответствии с требованиями СНиП 2.06.04—82 [166], а углы подхода волн к берегу принимаются равными углом между направлениями распространения волн и нормалью к линии берега. Параметры береговой отмели B и $H_{\text{ср}}$ определяются по данным натурных наблюдений, а состав донных отложений — по данным лабораторных анализов грунтов береговой отмели. Продолжительность действия волнения каждого диапазона и каждого направления принимается равной продолжительности действия соответствующего им ветра [144, 198].

Секундные расходы наносов, вычисленные для каждого диапазона волн по каждому направлению и умноженные на соответствующие им продолжительности периодов действия волн дают количество наносов, перемещаемых вдоль берега. Путем суммирования значений этой величины определяется общий перенос наносов для каждого из возможных направлений распространения волн и результирующие переносы справа и слева от расчетного створа. На основании сопоставления результирующих переносов слева и справа от створа устанавливается направление преобладающего переноса наносов за рассматриваемый промежуток времени и определяется его числовое значение.

Аналогичные сведения можно получить, используя номограмму, построенную на основании измеренных расходов наносов в створе береговой отмели участка водоема при различной скорости и направлении ветра. Пример такой номограммы, построенной по данным измерений расходов наносов на одном из участков Каховского водохранилища, дан в работе [175].

Вдольбереговые перемещения наносов на береговых отмелях внутренних водоемов могут изменяться, как показывают выполненные в ГГИ расчеты, от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч тонн за год. Наименьшие объемы перемещений наносов получены для сравнительно небольшого по размерам ($11,0 \times 7,0$ км²) озера Большое Яровое. Общий перенос наносов в северной части этого озера составил 1,80 тыс. т/год, а результирующий (к востоку) — 1,36 тыс. т/год. Наибольшие перемещения наносов определены на западном берегу Казантипского залива Азовского моря. Общий перенос на этом участке составил 294 тыс. т/год, а результирующий в северо-западном направлении — 226,8 тыс.

Таблица 7.6

Вдольбереговые перемещения наносов на береговых отмелях различных водоемов, тыс. т/год

Водоем	Участок	Направление переноса наносов через створ			
		влево	вправо	суммарный	результрующий
Каховское водохранилище	г. Энергодар	3,68 (к В—ЮВ)	5,99 (к СЗ—СВ)	9,67	2,31 (к СЗ)
Кременчугское водохранилище	с. Витово	28,5 (к ЮВ)	17,2 (к СЗ)	45,7	11,3 (к ЮВ)
оз. Большое Яровое	г. Славгород	0,22 (к З)	1,58 (к В)	1,80	1,36 (к В)
Азовское море	Казантипский, залив,	67,3 (к ЮВ)	226,8 (к СЗ)	294,1	159,5 (к СЗ)
	с. Мысовое				
	Арабатский залив,	66,6 (к СВ)	62,9 (к ЮЗ)	129,5	3,7 (к СВ)
	с. Семеповка				

т/год (табл. 7.6). На Каховском водохранилище у г. Энергодара общее перемещение наносов составило 9,67 тыс. т/год, а на Кременчугском водохранилище — 45,7 тыс. т/год (табл. 7.6).

7.11. Сезонная и межгодовая изменчивость вдольбереговых перемещений наносов

Сведения о вдольбереговых перемещениях наносов, получаемые по осредненным за многолетние периоды гидрометеорологическим характеристикам, в отдельных случаях не удовлетворяют запросы практики. Такое положение возникает, например, в случаях, когда необходимо определить заносимость каких-либо сооружений, условия строительства или эксплуатации которых обуславливаются объемами перемещений наносов за отдельные сезоны или отдельные годы с повышенной ветровой активностью. Поскольку ветроволновая активность меняется от сезона к сезону и от года к году, для решения поставленного вопроса необходимо выполнить расчеты перемещений наносов рассмотренным выше методом, используя сведения о повторяемости ветра различных градаций скорости по направлениям за соответствующие периоды.

Для получения сведений о сезонных изменениях перемещений наносов в зависимости от поставленной задачи могут быть использованы средние многолетние данные или данные за каждый сезон рассматриваемых лет наблюдений. Во втором случае можно получить сведения о предельных перемещениях наносов за конкретные сезоны каждого года. Для получения сведений о межгодовых изменениях перемещений наносов в расчетах используются сведения о повторяемости ветра за безледоставные периоды каждого конкретного года.

Рассмотрим межгодовую изменчивость перемещений наносов на примере Каховского водохранилища, а сезонную изменчивость — на примере Азовского моря.

Для одного из створов Каховского водохранилища по осредненным за многолетний период гидрометеорологическим характеристикам получены следующие объемы и направления перемещений твердого материала: общий перенос — 9,67 тыс. т/год, перенос слева — 3,68 тыс. т/год, перенос справа — 5,99 тыс. т/год. Поскольку эти данные не дают возможности определить предельные годовые перемещения наносов и их направление, расчеты выполнены отдельно для каждого из 14 лет наблюдений за ветром. Они показали, что суммарное перемещение твердого материала в годы повышенной штормовой деятельности (1957—1958) примерно в 2 раза больше, а в годы ослабленной штормовой деятельности (1968) примерно в 3 раза меньше значений, полученных по средним многолетним данным о повторяемости ветра различных градаций скорости по направлениям. Преобладание перемещения твердого материала справа отмечалось в течение 6 лет; столько же лет перемещения слева и справа были примерно одинаковыми.

В течение 2 лет (1957 и 1970) преобладало перемещение наносов слева от створа (рис. 7.6).

Для определения перемещений наносов на Азовском море за отдельные сезоны года нами использованы данные наблюдений

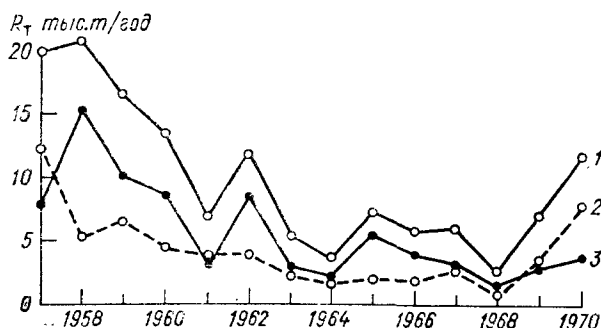


Рис. 7.6. Изменение по годам вдольбереговых перемещений наносов через створ береговой отмели Каховского водохранилища.

1 — суммарный перенос, 2 — перенос к северу, 3 — перенос к югу.

ветра за 39-летний период. Учтена продолжительность периода ледостава, равная 45 суткам.

Расчеты показали, что в Казантипском заливе во все сезоны года преобладает перенос наносов влево от створа, т. е. к северо-западу. Наибольшее количество наносов (93,8 тыс. т) перемещается весной, а наименьшее (52,4 тыс. т) — летом (табл. 7.7).

Таблица 7.7

Вдольбереговые перемещения наносов через расчетные створы заливов Азовского моря за отдельные сезоны и весь безледоставный период года, тыс. т

Направление переноса	Зима	Весна	Лето	Осень	Весь год
Казантипский залив					
Вправо	10,3	13,9	19,0	24,1	67,3
Влево	55,0	79,9	34,4	58,5	226,8
Сумма	65,3	93,8	52,4	82,6	294,1
Результирующий перенос	44,7	66,0	14,4	34,4	159,5
Арабатский залив					
Вправо	7,0	17,5	18,2	20,2	62,9
Влево	6,9	14,8	24,4	20,5	66,6
Сумма	13,9	32,3	42,6	40,7	129,5
Результирующий перенос	—0,1	—2,7	6,2	0,3	3,7

Примечание. Знак „минус“ указывает на преобладание переноса наносов вправо от створа наблюдений.

В Арабатском заливе во все сезоны года вправо и влево перемещается примерно одинаковое количество наносов, но суммарный перенос за летом в 3 раза больше (42,6 тыс. т), чем за зиму (13,9 тыс. т) (за вычетом ледоставного периода). Перемещение наносов за весенние месяцы составляет 32,3 тыс. т, а за осенние месяцы — 40,7 тыс. т (табл. 7.7).

Приведенные примеры убедительно показывают, по нашему мнению, что наличие аналогичных сведений позволяет надежнее оценивать вероятность заносимости гидротехнических сооружений и принимать обоснованные решения, например, по выбору сроков строительных или ремонтных работ в прибрежной зоне внутренних водоемов.

1. Айбулатов Н. А. Новые исследования вдольберегового перемещения песчаных наносов в море//Бюл. Океаногр. комис.— 1958.— № 1.— С. 72—80.
2. Айбулатов Н. А. Исследование вдольберегового перемещения песчаных наносов в море.— М.: Наука, 1966.— 160 с.
3. Айнбунд М. М. Течения и внутренний водообмен в озере Байкал.— Л.: Гидрометеиздат, 1988.— 248 с.
4. Алексеев Г. А. Графоаналитический способ определения и приведения к длительному периоду наблюдений параметров кривых распределения//Тр. ГГИ.— 1960.— Вып. 73.— С. 90—140.
5. Алексеев Л. П. Коэффициенты турбулентной диффузии и крупность взвешенных наносов в мелководной зоне оз. Байкал//Тр. ГГИ.— 1979.— Вып. 267.— С. 113—119.
6. Анциферов С. М., Косьян Р. Д. Взвешенные наносы в верхней части шельфа.— М.: Наука, 1986.— 224 с.
7. Анциферов С. М. и др. Распределение взвешенных наносов над профилем берегового склона в районе Люботово//Береговые процессы бесприливного моря.— Гданьск, 1978.— С. 211—227.
8. Арсеньева Н. М. и др. Сейши на озерах СССР.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1963.— 184 с.
9. Багров Н. А. Развитие ветрового нагона в замкнутом море//Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.— 1946.— Т. 10.— № 6.— С. 501—516.
10. Бауден К. Ф. Турбулентность//Море/Пер. с англ.— Л., 1965.— С. 435—461.
11. Башкиров Г. С. Динамика прибрежной зоны моря.— М.: Морской транспорт, 1961.— 220 с.
12. Башкиров Г. С. Задачи гидравлики мелководного штормового моря.— М.: Изд-во М-ва морск. флота, 1971.— 47 с.
13. Бельшев А. П., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Вероятностный анализ морских течений.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.— 264 с.
14. Бетин В. В. Течения в Таллинском заливе по материалам аэрофото съемки 1966 г.//Сб. работ Ленингр. ГМО.— 1967.— Вып. 4.— С. 43—68.
15. Бетин В. В., Пантелеев П. В. Постоянные течения Финского и Рижского заливов//Сб. работ Ленингр. ГМО.— 1966.— Вып. 3.— С. 3—45.
16. Бетин В. В., Пантелеев П. В. Карты поверхностных течений Финского и Рижского заливов, уточненные по материалам аэрофотосъемки течений 1966 г.//Сб. работ Ленингр. ГМО.— 1967.— Вып. 4.— С. 3—42.
17. Блумберг О. К. Проблема смешения водных масс в современном освещении//Тр. ГГИ.— 1936.— Вып. 1.— С. 6—18.
18. Богачев А. Г., Филатова Т. Н. Течения в мелководных нестратифицированных водоемах (на примере Чудско-Псковского озера)//Тр. 4-го Всесоюз. гидрол. съезда.— Л., 1975.— Т. 5.— С. 274—288.
19. Богословский Б. Б. Озероведение.— М.: Изд-во МГУ, 1960.— 335 с.
20. Бютнер Э. К. Динамика приповерхностного слоя воздуха.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 158 с.
21. Вагер Б. Г., Симонов В. В. Влияние стратификации и силы Кориолиса на строение мелкого водоема//Тр. ГГО.— 1972.— Вып. 282.— С. 3—17.

22. Вагер Б. Г., Симонов В. В. К вопросу о расчете строения мелкого водоема//Тр. ГГО.—1970.—Вып. 257.—С. 12—25.
23. Верболов В. И. Горизонтальный водообмен между южной и средней частями Байкала//Течения в Байкале.—Новосибирск, 1977.—С. 116—121.
24. Верболов В. И. Общая характеристика течений навигационного периода//Течения в Байкале.—Новосибирск, 1977.—С. 43—62.
25. Великанов М. А. Динамика русловых потоков. Т. 1.—М.: Гостехиздат, 1954.—324 с.
26. Вилсон Б. В. О поверхностном ветровом напряжении над водой при малых и больших скоростях ветра//Численные методы расчета штормовых нагонов/Пер. с англ.—Л., 1964.—С. 167—178.
27. Виноградова О. П. О напряжении ветра над морской поверхностью//Изв. АН СССР.—Сер. геофиз.—1959.—№ 11.—С. 1646—1655.
28. Владимиров А. Т. Некоторые данные о скорости продольного берегового перемещения гальки//Тр. ИО АН СССР.—1953.—Т. 7.—С. 111—116.
29. Войцехович О. В. Натурные исследования штормовых течений и вдольберегового перемещения наносов на северо-западном побережье Черного моря.—М.: 1986.—20 с.
30. Воларович М. П. и др. Применение мечеих атомов для изучения воды в торфяных грунтах//Осушение болотных и заболоченных почв.—Минск, 1961.—С. 183—198.
31. Галенин Б. Г. и др. Ветер, волны и морские порты.—Л.: Гидрометеиздат, 1986.—264 с.
32. Гершенгорн Г. И. Неустановившиеся ветровые нагоны уровня в замкнутом бассейне//Тр. ДВНИГМИ.—1960.—Вып. 3.—С. 85—93.
33. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков.—Л.: Гидрометеиздат, 1962.—374 с.
34. Гринвальд Д. И. Турбулентность русловых потоков.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—176 с.
35. Гришайн К. В. Динамика русловых потоков. 2-е изд.—Л.: Гидрометеиздат, 1979.—312 с.
36. Гурикова З. Ф. Расчет поверхностных и глубинных течений северной части Тихого океана в летнее время//Океанология.—1966.—Т. 6.—Вып. 4.—С. 615—631.
37. Давтян Н. А. Исследование ветровых течений на модели южной части оз. Байкал//Тр. ГГИ.—1969.—Вып. 173.—С. 67—85.
38. Давтян Н. А. Критерии подобия при моделировании ветровых течений и распространения загрязнений во внутренних водоемах//Тр. ГГИ.—1969.—Вып. 175.—С. 37—51.
39. Давтян Н. А. Применение ЭВМ для расчета неустановившихся течений в водоемах//Тр. ГГИ.—1972.—Вып. 191.—С. 182—191.
40. Давыдов В. К. О гидрологическом режиме Петрозаводской губы Онежского озера//Изв. ГГИ.—1927.—Вып. 19.—С. 35—48.
41. Дикон И. А., Уэбби И. К. Микромасштабные взаимодействия//Море/Пер. с англ.—Л., 1965.—С. 6—54.
42. Джеймс Р. Прогноз термической структуры океана/Пер. с англ.—Л.: Гидрометеиздат, 1971.—180 с.
43. Добровольская З. Н., Корявов П. П., Моисеев Н. Н., Математические модели для расчета динамики и качества сложных водных систем//Водные ресурсы.—1981.—№ 3.—С. 33—51.
44. Доброклонский С. В. Турбулентная вязкость в поверхностном слое моря и волнение//Докл. АН СССР.—1947.—Т. 58.—№ 7.—С. 1345—1348.
45. Доброклонский С. В. Дрейфовые течения в море при экспоненциальном убывании коэффициента вязкости с глубиной//Океанология.—1969.—№ 1.—С. 26—33.
46. Ефимов В. В., Христофоров Г. Н. Волновые и турбулентные составляющие спектра скорости в верхнем слое океана//Изв. АН СССР. ФАО.—1971.—Т. 8.—№ 2.—С. 200—211.
47. Жданов А. М. Определение мощности потока береговых наносов непосредственными наблюдениями//Изв. АН СССР. Сер. геогр.—1951.—№ 2.—С. 81—90.

48. Жуковец А. М. Определение потерь энергии волн зыби, вызванных действием турбулентной и кинематической вязкости//Океанология.— 1963.— Т. 3.— Вып. 2.— С. 225—234.
49. Загрядская Н. Н. Уточнение теории стоячих волн конечной амплитуды на поверхности тяжелой жидкости конечной глубины//Тр. коорд. совещ. по гидротехнике.— 1969.— Вып. 50.— С. 322—338.
50. Зац В. И., Лукьяненко О. Я., Яцевич Г. В. Гидрометеорологический режим Южного берега Крыма.— Л.: Гидрометеониздат, 1966.— 120 с.
51. Зайков Б. Д. Очерки по озераведению.— Л.: Гидрометеониздат, 1955.— 272 с.
52. Зенкевич В. П. Основы учения о развитии морских берегов.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 710 с.
53. Знаменский В. А. Лабораторные исследования гидродинамики и санитарного состояния Невской губы//Тр. ГГИ.— 1966.— Вып. 136.— С. 129—147.
54. Знаменский В. А. Гидрологические процессы и их роль в формировании качества воды.— Л.: Гидрометеониздат, 1981.— 247 с.
55. Иванов Р. Н. Применение штормового бассейна к изучению ветровых течений.— Тр. МГИ АН СССР, 1961, т. XXIII, с. 94—121.
56. Иванов Р. Н. Волиовой и дрейфовый нагон в море//Изв. АН СССР. ФАО.— 1965.— Т. 1.— № 1.— С. 94—108.
57. Иванов Р. Н., Богданова А. К. К вопросу о морских прибрежных течениях//Тр. МГИ АН СССР.— 1953.— Вып. 3.— С. 43—68.
58. Иванова Т. Н. Опыт экспериментального изучения турбулентной диффузии в море методом источников//Тр. ЛГМИ.— 1967.— Вып. 24.— Сб. 1.— С. 182—188.
59. Игнатова Г. Ш., Квон В. И. О модели турбулентного течения со скольжением на дне потока//Метеорология и гидрология.— 1977.— № 8.— С. 49—56.
60. Ингл Дж. Движение пляжевых песков/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеониздат, 1971.— 226 с.
61. Иппен А. Т. Гидродинамика береговой зоны и эстуариев/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеониздат, 1970.— 396 с.
62. Ислямов И. С. Течения у Либавского плавучего маяка//Зап. по гидрографии.— 1900.— Вып. 21.— С. 183—220.
63. Исследование течений в озерах и водохранилищах: Практ. пособие/Сост. Т. Н. Филатова.— Л.: Гидрометеониздат, 1972.— 320 с.
64. Каган Б. А. О расчете поверхностных и дрейфующих течений//Тр. ЛГМИ.— 1961.— Т. 10. Исследования северной части Атлантического океана.— С. 98—106.
65. Каган Б. А. К теории установившихся ветровых течений мелкого моря//Тр. ГГИ.— 1962.— Вып. 127.— С. 99—103.
66. Кадукин А. И., Красножон Г. Ф., Судольский А. С. О применении вариационных методов в гидродинамике//Динамика и термика рек.— М., 1973.— С. 105—118.
67. Каменкович В. М. Основы динамики океана.— Л.: Гидрометеониздат, 1973.— 240 с.
68. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане.— Л.: Гидрометеониздат, 1982.— 264 с.
69. Кантаржи И. Г. и др. Трансформация волн в прибрежной зоне моря и методика определения их параметров//Материалы конф. и совещ. по гидротехнике.— Л. 1982.— С. 24—26.
70. Караушев А. В. О дрейфовых течениях малых озер//Метеорология и гидрология.— 1946.— № 4.— С. 43—46.
71. Караушев А. В. Турбулентная диффузия и метод смешения.— Л.: Гидрометеониздат, 1946.— 82 с.
72. Караушев А. В. Сгонно-нагонные явления на водохранилищах и озерах.— Л.: Гидрометеониздат, 1960.— 216 с.
73. Караушев А. В. Речная гидравлика.— Л.: Гидрометеониздат, 1969.— 414 с.
74. Караушев А. В. Принципы моделирования ветровых течений и распространение загрязнений в водохранилищах//Тр. ГГИ.— 1968.— Вып. 157.— С. 148—162.

75. Караушев А. В. Теория и методы расчета речных наносов. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоздат, 1977.— 272 с.
76. Карман Т. Механическое подобие и турбулентность//Проблемы турбулентности.— М.; Л., 1936.— С. 271—286.
77. Кинг К. А. М. Пляжи и берега/Пер. с англ.— М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963.— 436 с.
78. Китайгородский С. А. К теории турбулентного перемешивания в море//Тр. ИО АН СССР.— 1961.— Т. 2.— С. 3—86.
79. Китайгородский С. А. Физика взаимодействия атмосферы и океана.— Л.: Гидрометеоздат, 1970.— 284 с.
80. Киткин П. А. Ветровые колебания уровня мелководного замкнутого бассейна//Тр. ГОИН.— 1947.— Вып. 2 (14).— С. 5—45.
81. Клавен А. Б. Исследование структуры турбулентного потока//Тр. ГГИ.— 1966.— Вып. 136.— С. 65—76.
82. Клавен А. Б., Копалиани З. Д. Лабораторные исследования кинематической структуры турбулентного потока с сильно шероховатым дном//Тр. ГГИ.— 1974.— Вып. 209.— С. 67—90.
83. Клавен В. М. Распределение взвешенных наносов на отмелях водохранилищ и возможности их оценки интеграционным способом//Тр. ГГИ.— 1977.— Вып. 242.— С. 115—128.
84. Клевцова Н. Д. К вопросу о зависимости между скоростями ветра и течения//Сб. работ Бакин. ГМО.— 1966.— Вып. 2.— С. 19—27.
85. Кнапс Р. Я. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях//Изв. АН ЛатвССР.— 1952.— № 6 (52).— С. 87—134.
86. Кожевников М. П. Гидравлика ветровых волн.— М.: Энергия, 1972.— 263 с.
87. Колесников А. Г. и др. Аппаратура и методика регистрации турбулентных микропульсаций температуры и скорости течения в море//Изв. АН СССР. Сер. Геофиз.— 1958.— С. 405—413.
88. Колмогоров А. Н. Локальная структура турбулентности несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса//Докл. АН СССР.— 1941.— Т. 30.— № 4.— С. 318—320.
89. Кондратьев Н. Е. О трансформации волн на мелководье при постепенно уменьшающихся глубинах//Тр. ГГИ.— 1950.— Вып. 22 (76).— С. 54—88.
90. Кондратьев Н. Е. Расчет ветрового волнения и переформирование берегов водохранилищ.— Л.: Гидрометеоздат, 1953.— 110 с.
91. Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Сنيщенко Б. Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса.— Л.: Гидрометеоздат, 1982.— 272 с.
92. Коновалова И. З. О профиле средней скорости поверхностных течений в прибрежной зоне моря//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 103.— С. 129—136.
93. Коновалова И. З. Статистические характеристики течений в прибрежной зоне//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 103.— С. 107—128.
94. Коновалова И. З., Лагутин Б. Л., Овсянникова О. А. Определение режимных характеристик течений в прибрежной зоне морей//Тр. ГОИН.— 1972.— Вып. 112.— С. 44—56.
95. Коноикова Г. Е. Динамика морских волн.— М.: Изд-во МГУ, 1969.— 206 с.
96. Кошечев А. Н. Расчет длинных волн во внутренних водоемах//Тр. ГГИ.— 1964.— Вып. 113.— С. 36—81.
97. Красножон Г. Ф. Вдольбереговой волновой поток наносов и динамика берегов водохранилищ//Тр. совещ. по динамике берегов морей и водохранилищ.— Т. 1.— Одесса, 1959.— С. 60—74.
98. Краус Е. Взаимодействие атмосферы и океана/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.— 296 с.
99. Кротова В. А. Геострофическая циркуляция вод Байкала в период прямой термической стратификации//Течения и диффузия вод Байкала.— Л., 1970.— С. 11—44.

100. Крылов Ю. М. Теория и расчет ветровых волн глубокого моря//Тр. ГОИН.— 1954.— Вып. 26 (38).— С. 3—86.
101. Лабзовский Н. А. Установившиеся сгонно-нагонные колебания уровня в водохранилищах//Тр. ЛГМИ. 1956.— Вып. 5—6.— С. 167—190.
102. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика. Электродинамика. Кн. 1.— М.: Наука, 1969.— 272 с.
103. Лаппо Д. Д. Форма траекторий частиц и скорость волнового течения в потенциальных волнах большой и малой высоты//Тр. коорд. совещ. по гидротехнике.— Л. 1972.— Вып. 75.— С. 23—29.
104. Ла Фонд Е. С. Внутренние волны//Море/Пер. с англ.— Л., 1965.— С. 346—373.
105. Лейбензон Л. С. К вопросу о циркуляции, возбуждаемой ветром в замкнутом бассейне//Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.— 1940.— № 5.— С. 621—626.
106. Линейкин П. С. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря.— Л.: Гидрометеониздат, 1957.— 139 с.
107. Литвинов А. С. Опыт расчета ветровых течений на большом мелководном водоеме//ИБВВ.— 1972.— Вып. 23 (26).— С. 196—192.
108. Ломина Л. Е. Повышение точности определения ветровых нагрузок//Метеорология и гидрология.— 1981.— № 3.— С. 107—108.
109. Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— 380 с.
110. Маккавеев В. М. О процессах возрастания и затухания волн малой длины и о зависимости высоты их от расстояния по наветренному направлению//Тр. ГГИ.— 1937.— Вып. 5.— С. 3—15.
111. Маккавеев В. М. Учет ветрового фактора и шероховатости дна в динамике волн и переносных течений//Тр. ГГИ.— 1951.— Вып. 18 (82).— С. 3—34.
112. Маккавеев В. М., Коновалов И. М. Гидравлика.— М.; Л., Речиздат, 1940.— 643 с.
113. Макова В. И. Коэффициент трения и параметр шероховатости морской поверхности при больших скоростях ветра//Тр. ГОИН.— 1968.— Вып. 93.— С. 173—190.
114. Максимчук В. Л. Решение задачи о вдольбереговом расходе наносов с помощью уравнений штормовых течений//Динамика волновых и циркуляционных потоков.— Киев, 1966.— С. 21—25.
115. Малинин Д. М. Зависимость течения от ветра вдоль западного побережья США//Зап. по гидрографии.— 1926.— Т. 2.— С. 295—299.
116. Малинина Т. И. Сейши на крупных озерах Северо-Запада СССР//Вопросы современной лимнологии.— Л., 1973.— С. 114—127.
117. Малинина Т. И., Солнцева Н. О. Сейши Онежского озера//Динамика водных масс Онежского озера.— Л., 1972.— С. 40—73.
118. Манк У., Магдональд Г. Вращение Земли.— М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1964.— 384 с.
119. Марченко А. С. Связь между климатическими характеристиками ветра//Тр. НИИ аэроклиматологии.— 1962.— Вып. 16.— С. 57—75.
120. Медведев В. С., Айбулатов Н. А. Изучение динамики отмелого песчаного берега при помощи люминофоров и подвесной дороги//Тр. ИО АН СССР.— 1958.— Т. 28.— С. 37—55.
121. Мизинев П. И. О статистических характеристиках морских течений//Тр. ГОИН.— 1964.— Вып. 75.— С. 66—76.
122. Мииский Е. М. Турбулентность руслового потока.— Л.: Гидрометеониздат, 1952.— 164 с.
123. Михалевский А. И. Течения у Среднеземного плавучего маяка на Каспийском море//Зап. по гидрографии.— 1929.— Т. 8.— С. 41—50.
124. Монин А. С., Озмидов Р. В. Океанская турбулентность.— Л.: Гидрометеониздат, 1981.— 320 с.
125. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика.— М.: Наука. Ч. 1.— 1965.— 640 с.; Ч. 2.— 1967.— 720 с.
126. Морозов А. П. Течения у Ливанского плавучего маяка//Тр. ГОИН.— 1957.— Вып. 41.— С. 46—53.

127. Мюрти С. Р., Филатов Н. Н. Изменчивость течений и коэффициенты горизонтального турбулентного обмена в озерах Ладожском, Гурон и Онтарио//Океанология.— 1981.— Т. 21.— Вып. 3.— С. 447—551.
128. Невесский Е. Н. Перемещение песчаных наносов вдоль западного берега Северного Каспия//Тр. ИО АН СССР.— 1953.— Т. 7.— С. 154—159.
129. Николаевский В. Н. Коэффициент диффузии в пористых средах//Прикладная математика и механика.— 1959.— Т. 23.— С. 1042—1050.
130. Никитин И. К. Турбулентный русловой поток и процессы в придонной области. — Киев: Изд-во АН УССР, 1963.— 141 с.
131. Никифоров Е. Г. О связи ветрового течения с ветровым волнением//Изв. АН СССР. Сер. геофиз.— 1956.— № 12.— С. 1450—1460.
132. Никифоров Е. Г., Трофимов Г. И. Экспериментальное исследование вертикальной циркуляции в ветровых течениях//Моделирование явлений в атмосфере и гидросфере.— М., 1962.— С. 93—99.
133. Оболенский В. Н. Сейши и их теория//Зап. по гидрографии.— 1919.— Т. 43.— Вып. 2.— С. 13—76.
134. Острова Т. В. Гидрофизика водоемов суши.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 312 с.
135. Озмидов Р. В. Диффузия примесей в океане.— Л.: Гидрометеиздат, 1986.— 280 с.
136. Орлова Г. А. Изучение динамики береговых наносов с помощью люминофоров//Экспериментальные и теоретические исследования береговой зоны.— М., 1965.— С. 95—109.
137. Охлопкова А. Н. Течения Ладожского озера//Тр. Лаб. озероведения АН СССР.— 1966.— Т. 20.— С. 247—265.
138. Охлопкова А. Н. Течения Онежского озера//Динамика водных масс Онежского озера.— Л., 1972.— С. 74—113.
139. Перрен Ж. Атомн. Кн. 20. Гл. 4/Пер. с франц.— М.: Госиздат, 1924.— С. 120—145.
140. Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан-атмосфера/Под ред. А. С. Дубова.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 239 с.
141. Пышкин Б. А. Динамика берегов водохранилищ. 3-е изд.— Киев, Наук. думка, 1973.— 416 с.
142. Пышкин Б. А., Максимчук В. Л., Цайтц Е. С. Исследование вдольберегового движения наносов на морях и водохранилищах.— Киев, Наукова думка, 1967.— 142 с.
143. Распопин Г. А. Эпюры скоростей ветровых течений с учетом распределения коэффициентов турбулентной вязкости//Изв. вузов. Разд. «Энергетика».— 1970.— № 4.— С. 109—114.
144. Рекомендации по размещению и проектированию рассеивающих выпусков сточных вод.— М.: Стройиздат, 1981.— 224 с.
145. Ремезова М. В. Сейши Аральского моря//Тр. ГГИ.— 1937.— вып. 5.— С. 90—151.
146. Ржеплинский Г. В. Опыт применения теории для расчетов горизонтальных циркуляций в мелком море или водохранилище//Метеорология и гидрология.— 1953.— № 8.— С. 42—46.
147. Ротта И. К. Турбулентный пограничный слой в несжимаемой жидкости/Пер. с англ.— Л.: Судостроение, 1967.— 232 с.
148. Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях.— М.: Гидрометеиздат, 1973.— 536 с.
149. Ротатова Т. В., Филатова Т. Н. Динамический метод и его применение для исследований течений во внутренних водоемах//Тр. ГГИ.— 1973.— Вып. 203.— С. 80—124.
150. Рянжин С. В. Об энергии и глубине проникновения циркуляций Ленгмюра//Изв. ВГО.— 1980.— № 1.— С. 46—53.
151. Савинова Н. В., Янтер Н. Н. Типовые поля ветра и волнения на оз. Байкал//Тр. ЗСРНИГМИ.— 1973.— Вып. 10.— С. 113—132.
152. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 181 с.

153. Секерж-Зенькович Я. И. К теории стоячих волн конечной амплитуды на поверхности тяжелой жидкости конечной глубины//Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.— 1951.— Т. 15.— № 1.— С. 57—73.
154. Селюк Е. М. Исследования, расчеты и прогнозы ветрового волнения на водохранилищах.— Л.: Гидрометеонздат, 1961.— 224 с.
155. Сергиенкова З. Л. К расчету скорости ветра над Новосибирским водохранилищем//Тр. Новосиб. РГМУ.— 1969.— Вып. 3.— С. 42—44.
156. Симонов В. В. О некоторых интегральных характеристиках энергии в мелком водоеме//Тр. ГГО.— 1970.— Вып. 257.— С. 26—34.
157. Скриптунов Н. А. Течения на Мангизлаком пороге (Северный Каспий)//Тр. ГОИН.— 1964.— Вып. 78.— С. 7—21.
158. Скриптунов Н. А. Статистический анализ стационарных наблюдений над течениями в Каспийском море//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 98.— С. 182—190.
159. Скриптунов Н. А. Течения в Западной части Северного Каспия//Тр. ГОИН.— 1974.— Вып. 118.— С. 83—101.
160. Соловьев В. Н. Метод моделей и его применение к изучению сейш оз. Байкал//Изв. Биол-геогр. НИИ Иркут. гос. ун-та.— 1925.— Т. 2.— Вып. 2.— С. 8—25.
161. Соловьев В. Н., Шостакович В. Б. Сейши оз. Байкал//Тр. Иркут. магн. и метеор. обсерватории.— 1926.— № 1.— С. 56—61.
162. Смирнова А. В. Течения у плавучего маяка «Ленинград»//Тр. ГОИН.— 1963.— Вып. 73.— С. 106—119.
163. Соскин И. М. Эмпирические зависимости для расчета ветровых течений//Тр. ГОИН.— 1962.— Вып. 70.— С. 3—26.
164. Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам. 2-е изд.— Л.: Гидрометеонздат, 1976.— 432 с.
165. Сретенский Л. Н. Теория волновых движений жидкости. 2-е изд.— М.: Наука, 1977.— 816 с.
166. Строительные нормы и правила (СНиП) 2.06.04-82. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов).— М.: Стройиздат, 1983.— 38 с.
167. Судольский А. С. Вдольбереговые перемещения наносов на формирующих отмелях водохранилища//Тр. ГГИ.— 1962.— Вып. 98.— С. 222—246.
168. Судольский А. С. Вдольбереговые течения на отмелях водохранилища//Тр. ГГИ.— 1963.— Вып. 106.— С. 174—181.
169. Судольский А. С. Ветровое волнение на Кайраккумском водохранилище//Тр. ГГИ.— 1963.— Вып. 106.— С. 146—173.
170. Судольский А. С. Трансформация ветровых волн на отмелях водохранилища//Тр. ГГИ.— 1966.— Вып. 136.— С. 160—179.
171. Судольский А. С. Лабораторные исследования и расчеты сейш Байкала//Тр. ГГИ.— 1968.— Вып. 155.— С. 109—123.
172. Судольский А. С. Ветровые течения на некоторых водоемах ограниченных размеров//Тр. ГГИ.— 1969.— Вып. 169.— С. 123—159.
173. Судольский А. С. Батометры-интеграторы для прибойной зоны//Тр. ГГИ.— 1974.— Вып. 216.— С. 157—160.
174. Судольский А. С. Оценка интенсивности турбулентного перемешивания жидкости в ветровых течениях по материалам кино- и фотосъемки частиц//Тр. ГГИ.— 1974.— Вып. 216.— С. 25—35.
175. Судольский А. С. Учет морфологических особенностей участка гидрометрического водохранилища при оценке вдольбереговых перемещений наносов//Тр. ГГИ.— 1974.— Вып. 216.— С. 131—147.
176. Судольский А. С. Распределение ветровых течений в водоемах и оценка обусловленного ими переноса вод//Тр. ГГИ.— 1975.— Вып. 225.— С. 49—68.
177. Судольский А. С. Особенности кинематики однонаправленного по глубине ветрового течения//Тр. ГГИ.— 1977.— Вып. 242.— С. 97—114.
178. Судольский А. С. Обоснование формул расчета скорости ветрового течения в водоемах ограниченных размеров//Тр. ГГИ.— 1980.— Вып. 263.— С. 86—93.

179. Судольский А. С. Структура ветровых течений в зоне прибрежного мелководья внутренних водоемов//Тр. ГГИ.— 1984.— Вып. 318.— С. 114—125.
180. Судольский А. С. Характеристики вертикальных вихревых образований экспериментальных ветровых течений//Тр. ГГИ.— 1984.— Вып. 318.— С. 104—113.
181. Судольский А. С. Макроциркуляционные движения вод в озере Балхаш, возникающие в результате действия сейш//Метеорология и гидрология.— 1985.— № 11.— С. 105—107.
182. Судольский А. С. Расчетные зависимости для определения коэффициента вертикальной турбулентной вязкости ветровых течений//Тр. ГГИ.— 1987.— Вып. 307.— С. 107—117.
183. Судольский А. С. Оценка коэффициентов вертикального турбулентного перемешивания вод в прибрежных зонах озер по материалам измерений новым прибором//Тр. ГГИ.— 1988.— Вып. 336.— С. 129—138.
184. Судольский А. С., Булат В. Г. Сейши на Каховском водохранилище//Тр. ГГИ.— 1973.— Вып. 209.— С. 147—159.
185. Судольский А. С., Давтян Н. А. Воспроизведение ветра и методика измерений ветровых течений на пространственных моделях//Сб. работ по гидрологии.— 1967.— № 7.— С. 158—165.
186. Судольский А. С., Клавен В. М. Исследование течений и вдольбереговых перемещений наносов на Азовском море//Тр. ГГИ.— 1980.— Вып. 263.— С. 134—145.
187. Судольский А. С., Клавен В. М. Экспериментальные исследования распределения взвешенных наносов по глубине при действии волнения//Тр. ГГИ.— 1983.— Вып. 301.— С. 98—112.
188. Судольский А. С., Николаев В. Ф. Течения в озерной части Каховского водохранилища//Тр. ГГИ.— 1973.— Вып. 209.— С. 132—146.
189. Судольский А. С., Теплов В. И., Клавен В. М. Сейшевые явления озера Балхаш//Тр. ГГИ.— 1987.— Вып. 307.— С. 118—134.
190. Судольский А. С., Ярославцев Н. А. Основные черты и особенности вдольбереговых течений и перемещений наносов на отмелях водохранилищ//Тр. 4-го Всесоюз. гидрол. съезда.— Т. 10.— С. 301—314.
191. Стокер Д. Ж. Волны на воде/Пер. с англ.— М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1959.— 618 с.
192. Струйский Н. Н. Связь между действующим ветром и поверхностным течением//Зап. по гидрографии.— 1930.— Т. 13.— С. 17—32.
193. Стюарт Р. У. Микромасштабные взаимодействия атмосферы и океана//Основные проблемы океанологии.— М., 1968.— С. 20—29.
194. Теодорович А. А. Предвычисление течений в северной узкости Керченского пролива//Тр. Океанограф. комис. АН СССР.— 1960.— Т. 7.— С. 127—135.
195. Теоретические основы и методы расчета ветрового волнения//Под ред. И. Н. Давидана.— Л.: Гидрометеониздат, 1988.— 264 с.
196. Гушинский С. Г. Горизонтальное турбулентное перемешивание в мелком водохранилище/Гидрохим. материалы.— 1981.— Т. 78.— С. 123—129.
197. Уилсон Б. У. Сейши//Океанографическая энциклопедия.— Л., 1974.— С. 461—472.
198. Учет деформаций берегов на подводных переходах магистральных трубопроводов через водоемы (озера и водохранилища). ВСН 163—83.— Л.: Гидрометеониздат, 1985.— 144 с.
199. Федулов Е. М. Методика и результаты изучения ветроволновых характеристик Куйбышевского водохранилища//Тр. Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 5.— Л., 1975.— С. 304—314.
200. Фельзенбаум А. И. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений.— М., Изд-во АН СССР, 1960.— 128 с.
201. Физика океана/Под ред. Ю. П. Дорониной.— Л.: Гидрометеониздат, 1978.— 294 с.
202. Филатов Н. Н. Динамика озер.— Л.: Гидрометеониздат, 1983.— 168 с.
203. Филатова Т. Н., Мухачева И. А. Опыт исследования течений во внутренних водоемах на примере Цимлянского водохранилища//Тр. ГГИ.— 1964.— Вып. 113.— С. 82—118.

204. Филиппов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря.— М.: Наука, 1968.— 136 с.
205. Филлипс О. М. Динамика верхнего слоя океана/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеониздат, 1980.— 320 с.
206. Фомин Л. М. Об инерционных колебаниях в горизонтально неоднородном поле скорости течений в океане//Изв. АН СССР. Сер. ФАО.— 1978.— Т. 9.— № 1.— С. 147—157.
207. Фомин Л. М. О глубине проникновения ветровых течений в море//Изв. АН СССР.— Сер. геофиз.— 1956.— № 2.— С. 172—181.
208. Хатчинсон Д. Лимнология/Пер. с англ.— М.: Прогресс, 1969.— 592 с.
209. Хендерсон-Селлерс Б. Инженерная лимнология/Пер. с англ.— Л.: Гидрометеониздат, 1987.— 336 с.
210. Хинце И. О. Турбулентность, ее механизм и теория.— М.: Физматгиз, 1963.— 680 с.
211. Цайтц Е. С., Панферова М. С., Хомицкий В. В. Исследование скоростей вдольберегового течения на отмелях днепровских водохранилищ//Динамика волновых и циркуляционных потоков. Вып. 2.— Киев, 1967.— С. 30—38.
212. Цветова Е. А. Математическое моделирование циркуляции вод озера//Течения в Байкале.— Новосибирск, 1977.— С. 63—81.
213. Цикунев В. А. О коэффициенте турбулентной вязкости в верхнем слое моря//Тр. ГОИН.— 1954.— Вып. 27 (39).— С. 13—25.
214. Чекотилло К. А. Вертикальные движения вод в океане.— М. Наука, 1966.— 76 с.— (Океанология, № 17).
215. Чугуев Р. Р. Гидравлика.— Л.: Энергия, 1975.— 600 с.
216. Шадрин И. Ф. Течения береговой зоны бесприливного моря.— М.: Наука, 1972.— 128 с.
217. Шарп Дж. Гидравлическое моделирование/Пер. с англ.— М.: Мир, 1984.— 280 с.
218. Шварцман А. Я. Исследование и расчет мутности в прибрежной зоне водохранилища//Тр. ГГИ.— 1965.— Вып. 124.— С. 4—25.
219. Шварцман А. Я., Макарова А. И. Расчет вдольберегового переноса наносов//Тр. ГГИ.— 1966.— Вып. 132.— С. 57—67.
220. Шебалин О. Д. Турбулентная вязкость в мелководном море, обусловленная волнением//Докл. АН СССР.— 1957. Т. 116.— № 4.— С. 581—593.
221. Шишов Н. Д. Метод расчета мощности потока (объема) песчаных наносов в морях и больших озерах//Тр. Союзморниипроекта.— 1956.— Сб. 3.— С. 45—56.
222. Штейнбах В. В. Возможный способ уточнения кривых распределения скоростей течения//Тр. ГОИН.— 1970.— Вып. 98.— С. 191—194.
223. Штокман В. Б. О турбулентном обмене в средней и южной части Каспийского моря//Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз.— 1940.— № 4. С. 569—592.
224. Штокман В. Б. Влияние рельефа дна и поперечной неравномерности ветра на горизонтальную циркуляцию в мелком море или водохранилище//Метеорология и гидрология.— 1953.— № 8.— С. 16—22.
225. Штокман В. Б. Избранные труды по физике моря.— Л.: Гидрометеониздат, 1970.— 336 с.
226. Шулейкин В. В. Краткий курс физики моря.— Л.: Гидрометеониздат, 1959.— 478 с.
227. Ярославцев Н. А. Динамика наносов прибрежной зоны Горьковского водохранилища//Сб. работ по гидрологии.— 1964.— № 4.— С. 84—118.
228. Ярославцев Н. А. Морфология береговых отмелей Горьковского водохранилища//Сб. работ Горьковской и Волжской ГМО.— 1966.— Вып. 3.— С. 36—57.
229. Ярославцев Н. А., Шмелева Е. А. Исследование и расчет мутности воды Горьковского водохранилища//Сб. работ Горьковской и Волжской ГМО.— 1969.— Вып. 6.— С. 55—71.
230. Ястребов В. С. Методы и технические средства океанологии.— Л.: Гидрометеониздат, 1986.— 272 с.

231. Bowden K. F. The effect of eddy viscosity on ocean waves//The Philo-
sophical mag.—1950.—Vol. 41.—N 320.—P. 907—917.
232. Bowden K. F., Krauel D. P., Lewis R. E. Some features of turbulent
diffusion from a continuous source at sea//Turbul. Diffus. Environ. Pollut.
(N. Y.).—1974.—Vol. 18a.—P. 315—329.
233. Csanady G. T. Accelerated diffusion in the skewed shear flow of lake
currents//J. Geophys. Res. (USA).—1966.—Vol. 71.—N 2.—P. 411—420.
234. Fairchild J. C. Correlation of littoral transport with wave energy along
shores of New York and New Jersey//Coastal Eng. Res. Center Techn. Memo.—
1966.—18 Nov.—35 p.
235. Fischer H. B. Some remarks on computer modeling of coastal flows//
J. Waterways Harbors and Coast. Eng. Div. Proc. ASCE.—1976.—Vol. 102.—
N 4.—P. 395—406.
236. Francis J. R. D. Wind stress on a water surface//J. Royal Meteorol. Soc.—
1954.—Vol. 80.—N 345.—P. 438—443.
237. Kline S. J., Reynolds W. C., Schraub F. A., Runstadler P. W.
The structure of turbulent boundary layers//J. Fluid Mechanics.—1967.—
Pt. 30.—N 4.—P. 741—773.
238. Kraus E. C. Wind stress along the sea surface//Adv. Geophys.—1967.—
N 12.—P. 213—255.
239. Larres J. Cubes des sable charries la houle parallement a la cote//Annales
des Ponts et des Chaussees.—1966.—Vol. 136.—N 2.—P. 71—76.
240. Lin H., Perez H. I. Wind-induced circulation in shallow water//Proc.
ASCE.—1971.—Vol. 97.—N HY7.—P. 923—935.
241. Longuet-Higgins M. S. Longshore currents generated by obliquely
incident sea waves//J. Geophys. Res.—1970.—Vol. 75.—N 33.—P. 6790—
6801.
242. Nece R. E., Smith J. D. Boundary shear stress in rivers and estuaries//
J. Waterways and Harbors Div. Proc. ASCE.—1970.—Vol. 96.—N 2.—
P. 335—358.
243. Phillips O. M. A note on the turbulence generated by gravity waves//
J. Geophys. Res.—1961.—Vol. 66.—N 9.—P. 2889—2893.
244. Rubin H., Walton T. L. J. Prediction of littoral drift for lakes and bays
from wind observations//Southeast Geol.—1976.—Vol. 18.—N 2.—P. 119—
127.
245. Shemdin O. H. Wave influence on wind velocity profile//J. Waterways
Harbors and Coast. Eng. Div. Proc. ASCE.—1970.—Vol. 96.—N 4.—
P. 795—814.
246. Shemdin O. H., Hsu E. V. The dynamics of wind in the vicinity of pro-
gressive water waves//Proc. 10th Conf. Coastal Eng.—Tokyo, 1966.—
P. 396—417.
247. Shouting D. H. Observations of Reynolds stresses in wind wave//Pure
and Appl. Geophys.—1970.—Vol. 81.—N 4.—P. 202—210.
248. Vischer D. Die Einleitung von Abwasser in Seen//Ces—Wasser—Abwas-
ser.—1976.—Bd. 56.—N 7.—S. 363—370.
249. Wilson W. C. et al. Wind induced growth of mechanically generated
waves//Fluid Mechanics.—1973.—Vol. 58.—N 3.—P. 435—460.
250. Wu J. A note on minimum wind stress for wave inception//Tellus.—1978.—
Vol. 30.—N 1.—P. 93—96.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Авиасъемка 75, 134, 176
Акватория 24, 60, 65, 140, 174
Анеморумбограф 197
Аккумуляция 192, 216, 217
Аппелинг 40, 191
Атмосфера 7, 30, 38

Батометр 218, 219, 224.
Берег абразионный 229
— наветренный 41, 64, 193, 195
— подветренный 41, 64
— формирующийся 216

Вал береговой 192
— подводный 206, 217, 230
Ветер 10, 12, 15, 62, 65, 194
Вихри инерционные 66, 67
— крупномасштабные 60, 61, 63, 65, 194
— мелкомасштабные 39, 52
— синоптические 67
— топографические 67
— турбулентные 52, 57
Волны ветровые 9, 20, 194, 199
— внутренние 9, 10, 37
— глубоководные 24
— длинные 10
— зыби 9, 41
— капиллярные 8, 10, 20
— Кельвина 40, 41, 191
— короткие 9
— Пуанкаре 40, 41, 191
— стоячие 9, 30, 34, 36

Гиполимнион 39
Градиент скорости 103, 119, 145, 197, 198
— уровня 42, 43, 64, 161, 186, 206
Гребень (волны) 23, 207
Грунт 217, 220, 227, 234
Гряда 217, 221, 222

Дивергенция 38
Диффузия 109, 111

Длина волны 23, 29, 33, 40
— гряды 222
— разгона (волны) 24, 129

Знаки ряби 192, 217, 223
Зона волюприбойная 28, 206, 210, 213
— мелководная 27, 29, 192, 193
— трансформации 27
— приурезовая 221, 223, 232

Изменчивость волн 21, 24, 25
— мутности воды 222, 224, 229
— течения 83, 86, 93, 158
— уровня 31, 36, 42
Интенсивность турбулентности 90, 92, 97

Классификация волн 23
— вихревых структур 7, 57, 70, 76
— пространственных циркуляций 62, 63, 65, 194
— форм донного рельефа 223
Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости 102, 10
— ветровой 131, 134, 201
— горизонтальной турбулентной вязкости 113, 114, 115
— затухания сейш 36, 72, 73
— касательного напряжения 12, 14
— сопротивления 11, 12, 13
— Шези 136, 201, 239

Ложбина (волны) 23
Лоток аэрогидравлический 31, 80, 81, 129
— гидравлический 38

Масштаб модели 69, 72, 73, 75, 125
— явления 8, 9, 46, 47
Моделирование 68, 72, 73, 76, 163, 166, 175
Модель гидравлическая 68, 75, 139, 177
— численная 165, 166, 176
Мутность 218, 224, 235, 243

Нагон (уровня) 10, 32
Наносы 192, 216, 240

Орбита 49, 85
Отмель 29, 30, 145, 192, 205, 216, 228, 232

Перенос воды 41, 125
— наносов 216, 217, 238, 244
Период волны ветровой 23, 25
— — внутренней 39
— — стоячей 34, 35
— — циркуляции 66, 67
Профиль ветра 16
— волны 23, 33
— мутности 225, 232

- дна отмели (мелководья) 62, 63, 65, 198, 210
- скорости течения 91, 118, 119, 122, 179, 184
- уровня 42, 182, 184

Разрушение (волны) 131, 209, 211, 221

Расход воды 41, 125

- наносов 216, 231, 233, 236, 240, 244

Рефракция 192, 195, 213

Рифели 192, 221, 223

Сальтация 222

Сейша 31, 32, 72, 73, 170, 172, 180, 184

Сгон (уровня) 32, 42, 43, 45

Скорость актуальная 85

- динамическая 11

- мгновенная 82, 84, 212

- орбитальная 49, 73, 82, 224

- осредненная 103, 122, 124, 198, 202

Слик 38, 39

Струя 10, 68, 69

Течение вдольбереговое 192, 193, 220

- ветровое 51, 52, 119, 122, 129, 136, 194

- волновое 48, 84, 85, 153

- градиентное 120, 121, 221

- дрейфовое 52, 54, 120, 134, 154

- плотностное 191

- разрывное 193, 194

- сейшевое 34, 70, 72, 172, 174

- суммарное 77, 89, 173, 197

Траектория 46, 47, 49, 50, 51, 84

Трансформация волн 29, 219

- струи 10, 69

Турбулентность 91, 93, 95, 102, 105

Уклон водной поверхности 11, 42, 43

- отмели 28, 212

Урез 191, 206, 222

Узел (сейши) 33, 35, 174, 180, 182, 184

Уровень (воды) 12, 34, 178, 180, 219

Фестоны 217

Флюгер 16, 17, 159

Циклоида 49, 50

Циркуляция 46, 66, 70, 74, 193, 194

Чаша (водоема) 35, 216

Число Струхала 170

- Фруда 170

- Эйлера 170

- Россби 18

Шероховатость водной поверхности 13, 15
— **дна** 93, 136, 224

Элементы волн 21, 22, 23, 25, 26, 33, 34, 35, 40

Энергия волн 20

— **вихрей** 78, 99, 100

— **течений** 91, 99

— **турбулентности** 91, 92, 99

Эпилимнион 39, 47

Эпюра мутности 225, 232

— **скорости** 118, 145, 146, 179, 184, 198

— **турбулентной вязкости** 91, 92, 107, 108, 112

Явление 8, 9

Ячейка 38, 39

Предисловие	3
Введение	5
ГЛАВА 1. ВОЗДЕЙСТВИЕ ВЕТРА И ВОЛНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ	7
1.1. Методы изучения взаимодействующих сложных явлений и процессов	—
1.2. Масштабы динамических явлений	8
1.3. Причины формирования динамических явлений	10
1.4. Ветер над водной поверхностью	—
1.4.1. Основные количественные характеристики	—
1.4.2. Коэффициент аэродинамического сопротивления	11
1.4.3. Касательные напряжения ветра	14
1.4.4. Профили ветра и их трансформация над подстилающей поверхностью	15
1.4.5. Режимные и расчетные характеристики ветра	18
1.5. Ветровые волны	19
1.5.1. Причины возникновения волн	—
1.5.2. Классификация волн и их элементов	22
1.5.3. Расчет элементов ветровых волн и учет их изменчивости	24
1.6. Стоячие волны	30
1.6.1. Причины возникновения	—
1.6.2. Основные элементы волн и их аналитическое выражение	32
1.6.3. Периоды сейшевых колебаний уровня	34
1.6.4. Затухание стоячих колебаний уровня во времени	36
1.7. Внутренние воли	37
1.8. Сгонно-нагонные явления	41
ГЛАВА 2. ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПЕРЕНОСА ВОД ТЕЧЕНИЯМИ	46
2.1. Многообразие видов движений и масштабов пространственных структур	—
2.2. Траектории движений частиц жидкости при совместном действии волн и течений	47
2.3. Вертикальная структура ветровых течений на стадии возникновения и развития	51
2.4. Вертикальная структура квазистановившихся ветровых течений	55
2.5. Количественные характеристики вертикальных вихревых образований	58
2.6. Макроциркуляция вод в водоеме при ветровых течениях	60
2.7. Макроциркуляция вод в заливе при ветровых течениях	64
2.8. Инерционные и синоптические вихри	66
2.9. Формирование циркуляций транзитным потоком и затухающей речной струей	68
2.10. Структура сейшевых течений	70

3.1. Совершенствование представлений о кинематике течений	—
3.2. Методы исследований кинематики течений	79
3.3. Методика обработки записей течений	82
3.4. Оценка кинематических характеристик	89
3.5. Изменение мелкомасштабных пульсаций скорости во времени и по глубине	93
3.6. Изменение средних квадратических значений пульсационных составляющих скорости	94
3.7. Вертикальное распределение моментов корреляции в ветровых течениях	98
3.8. Энергетические характеристики ветровых течений по данным экспериментов	99
3.9. Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и методы их оценки	102
3.10. Распределение коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости	106
3.11. Оценка коэффициентов горизонтальной турбулентной вязкости	112

ГЛАВА 4. ВЕТРОВЫЕ ТЕЧЕНИЯ В УСЛОВИЯХ РАЗВИТИЯ И СТАБИЛИЗАЦИИ

117

4.1. Совершенствование представлений о развитии ветровых течений	—
4.2. Проникновение развивающегося ветрового течения в глубину	119
4.3. Изменение распределения по вертикали скорости развивающегося ветрового течения	121
4.4. Изменение во времени средней скорости развивающегося ветрового течения	125
4.5. Продолжительность развития ветрового течения	126
4.6. Изменение скорости ветрового течения по пути разгона волн	129
4.7. Соотношение между скоростями ветрового течения и ветра	131
4.7.1. Исходные положения	—
4.7.2. Ветровой коэффициент для прибрежных зон морей и океанов	132
4.7.3. Ветровой коэффициент для морских заливов	134
4.7.4. Ветровой коэффициент для внутренних водоемов	135
4.8. Оценка влияния на поверхностное ветровое течение глубины и шероховатости дна водоема	136
4.9. Предельное проникновение ветрового течения в глубину	138
4.10. Отклонение направлений ветровых течений от направления ветра	140
4.11. Теоретические решения задачи о вертикальном распределении скорости ветровых течений	141
4.12. Распределение скорости квазиустановившихся ветровых течений по данным экспериментов	143
4.13. Перенос вод через вертикаль	148
4.14. Взаимодействие ветровых, стоковых и сейшевых течений	152
4.15. Соотношение переносов воды дрейфовым и волновым течениями	153
4.16. Установление режимных статистических характеристик течений	156
4.16.1. Продолжительность периода и требуемое число наблюдений за течениями	—
4.16.2. Выбор функций распределения скоростей при ограниченных данных наблюдений	157
4.17. Внутренний водообмен при ветровых течениях	161
4.18. Моделирование ветровых течений	163

4.18.1. Общие сведения о моделировании	—
4.18.2. Математические модели течений и примеры их реализации	164
4.18.3. Физическое моделирование	167
ГЛАВА 5. СЕЙШЕВЫЕ ТЕЧЕНИЯ	172
5.1. Основные черты и особенности сейшевых течений	—
5.2. Методы оценки скорости сейшевого течения	173
5.3. Распределение сейшевых течений по акватории водоема	176
5.4. Сейшевые течения в оз. Байкал	178
5.5. Сейшевые течения в оз. Балхаш	180
5.6. Сейшевые течения в Каховском водохранилище	183
5.7. Режимные характеристики сейш	184
5.8. Объемы переноса вод сейшевыми течениями	188
ГЛАВА 6. ТЕЧЕНИЯ В ЗОНЕ ПРИБРЕЖНОГО МЕЛКОВОДЬЯ И НА БЕРЕГОВЫХ ОТМЕЛЯХ	191
6.1. Основные черты динамики вод	—
6.2. Течения в зоне прибрежного мелководья	192
6.2.1. Основные черты циркуляции вод	—
6.2.2. Повторяемость различных типов циркуляции вод	195
6.2.3. Распределение скорости течения по глубине	197
6.2.4. Изменение скорости течения по ширине зоны	199
6.2.5. Количественные характеристики скорости течения	200
6.2.6. Режимные статистические характеристики скорости течений	203
6.3. Течения на береговых отмелях	205
6.3.1. Причины возникновения течений	—
6.3.2. Распределение скорости вдольберегового течения	207
6.3.3. Расчет средней скорости вдольберегового течения	212
ГЛАВА 7. ПЕРЕМЕЩЕНИЕ НАНОСОВ НА БЕРЕГОВЫХ ОТМЕЛЯХ	216
7.1. Общие сведения о перемещениях наносов	—
7.2. Методы изучения перемещения наносов	217
7.3. Основные черты механизма перемещения наносов	220
7.4. Распределение мутности воды по вертикали	223
7.5. Распределение мутности воды по ширине береговой отмели	228
7.6. Связь придонной и поверхностной мутности со средней мутностью	230
7.7. Элементарные расходы взвешенных наносов	231
7.8. Зависимость средней мутности от определяющих факторов	234
7.9. Расходы донных наносов и их связь со взвешенными наносами	236
7.10. Расчет вдольберегового переноса твердого материала	238
7.11. Сезонная и межгодовая изменчивость вдольбереговых перемещений наносов	243
Список литературы	246
Предметный указатель	256

Монография

Судольский Александр Степанович

Динамические явления в водоемах

Редактор Т. С. Шмидт. Художник И. А. Мазур. Художественный редактор **Е. Н. Чукаева**. Технический редактор Г. В. Ивкова. Корректор Э. Э. Белякова. ИБ 1887. Сдано в набор 1.11.90. Подписано в печать 24.04.91. Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 16,5. Кр.-отт. 16,5. Уч.-изд. л. 18,12. Тираж 1000 экз. Индекс ГЛ-193. Заказ № 263. Цена 3 р. 20 к. Гидрометеониздат. 199226, Ленинград, ул. Беринга, д. 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР по печати. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.