

К.В. Показеев
Н.Н. Филатов

ГИДРОФИЗИКА И ЭКОЛОГИЯ ОЗЕР

Том I
ГИДРОФИЗИКА



**К.В. Показеев
Н.Н. Филатов**

ГИДРОФИЗИКА И ЭКОЛОГИЯ ОЗЕР

**Том I
ГИДРОФИЗИКА**

**Москва
Физический факультет МГУ
2002**

Рецензенты: академик РАН, профессор *К.Я. Кондратьев*,
профессор *Ю.Д. Чашечкин*

Показеев К. В., Филатов Н. Н. ГИДРОФИЗИКА И ЭКОЛОГИЯ ОЗЕР. ТОМ I. ГИДРОФИЗИКА. М.: Физический факультет МГУ, 2002.

ISBN 5-8279-0027-3

Приводятся краткие сведения об истории развития гидрофизических исследований озер, прежде всего в России. Дается представление об объектах исследования — озерах и водохранилищах.

Основное внимание уделяется описанию термогидродинамических процессов, происходящих в озерах и водохранилищах — течениям, волновым процессам, конвекции. Рассмотрено влияние климата на состояние озер. Описаны современные методы исследования озер и водохранилищ, в том числе дистанционные. Изложены методы и результаты моделирования физических процессов в исследуемых водных объектах.

Для специалистов, работающих в области физических проблем озерообразования и гидрофизики, студентов и аспирантов, изучающих лимнологию.

Работа выполнена благодаря ФЦП "Мировой океан" (проект МО-9.1(00)-П), РФФИ (грант 00-05-64037), ФЦП "Интеграция" (проект Я0058).

Научное издание

ПОКАЗЕЕВ Константин Васильевич
ФИЛАТОВ Николай Николаевич

ГИДРОФИЗИКА И ЭКОЛОГИЯ ОЗЕР
Том I. ГИДРОФИЗИКА

Редактор *Салецкая О.В.*
Компьютерная верстка: *Брылина Е.В., Силантьева И.А.*

ЛР № 021293 от 18.06.1998 г. Подписано в печать 20.11.2002 г.
Формат 60х90/16. Объем 17,25 п.л. Печать офсетная.
Тираж 300 экз. Заказ № 1500

Физический факультет МГУ
119992 ГСП-92 Москва, Ленинские горы, МГУ им. М.В. Ломоносова

Отпечатано в Типографии Издательства Московского университета

ВВЕДЕНИЕ

Вода занимает более 70% поверхности Земли, и может сложиться впечатление о воде как о веществе жизненно необходимом, но никогда не иссякающем, вечном. Однако с ростом народонаселения нашей планеты, с развитием промышленности и сельского хозяйства потребность в пресной воде резко возросла, и сейчас нехватка воды ощущается во многих районах Земли. В последние 20–30 лет заметно обострились проблемы, связанные с противоречиями между растущими потребностями человечества и природными ресурсами. К числу таких проблем относится проблема загрязнения вод человеком и обеспечение населения питьевой водой полноценного качества. Недостаток в пресной воде отмечается на территории, составляющей около 60% всей площади суши Земли. Во многих районах Земли водный фактор начинает сдерживать развитие промышленности и сельского хозяйства. Так, если человеку требуется на питьевые и хозяйственные нужды около 300–400 л воды в сутки, то на производство 1 т сахара расходуется 100 тыс. л, стали — 150 тыс., а для выращивания 1 кг растительной пищи необходимо в среднем 2000 л воды. По данным Всемирной организации здравоохранения примерно 1,2 миллиарда человек страдают от нехватки питьевой воды. Особую озабоченность вызывают факты ухудшения гигиенических показателей питьевой воды, что отрицательно сказывается на состоянии здоровья значительных по численности групп населения в ряде развивающихся и развитых государств и требует поэтому срочных и решительных мер для исправления создавшегося положения. Многие реки и озера загрязнены настолько, что не только нельзя пить из них воду, но в них нельзя даже купаться. Можно вспомнить «умирающие» когда-то Великие американские озера.

Хорошая вода становится предметом экспорта. Так, например, чистые глубинные воды озера Байкал продаются в Германию и Японию. Но прежде, чем получить лицензию на продажу этой воды, нужно было доказать, что ее надо брать с глубин более 200 м, чтобы обеспечить необходимое ее качество. В Гонконг доставляют воду по специальным трубопроводам из Китая, а в

засушливые годы для этого используются танкеры. В некоторых странах Европы рассматриваются проекты закупки пресной воды. Так, например, имеются проекты по транспортировке вод Онежского и Ладожского озер. Памятны также грандиозные проекты 80-х годов XX в. по перераспределению водных ресурсов. При этом важно знать изменения водного и теплового баланса, изменения гидрофизических и химико-биологических характеристик. А знание это должно быть основано на понимании гидрофизических, гидродинамических процессов и явлений и функционирования экосистемы водоемов.

Если взять все пресные возобновляемые водные ресурсы, которые можно использовать для человека, то в мире их, казалось бы, не так и мало. Сейчас на человека приходится около 5700 литров воды в день. Кажется очень много. Однако в реальности удастся добыть и дать потребителю примерно не более 5–10 % имеющихся водных запасов. Для примера в ЕС используется в день на человека для домашних целей около 566 литров в день, а в США — 1422. В настоящее время из возобновляемых источников изымается в год в глобальном масштабе около 30 %, а в перспективе по разным прогнозам к 2025 г. будет использоваться около 40 %, при этом безвозвратно используемые воды составляют сегодня уже около 15 %. При этом, промышленность возвращает примерно 70–90 % используемых вод, а сельское хозяйство, ирригация — 30–70 %. За последние сто лет потребление воды возросло с 1000 до 2000 литров на человека в день. Но распределение потребления воды в мире очень неравномерно. В одних странах приходится всего 30 л в день на человека, как, например, в Кувейте, в США — 24 420, а в России больше всего в мире — 84 235 л. Сколько же воды достаточно для всех нужд? Шведский ученый М. Фалкемарк ввел понятие так называемого «индекса водного стресса». На основе анализа имеющихся данных он предложил установить минимальный уровень, необходимый для более или менее нормальной жизнедеятельности в развивающихся странах. В соответствии с его предложениями человеку необходимо ежедневно 100 л воды для питьевых и других бытовых целей, кроме того вода нужна для выращивания сельскохозяйственной продукции, производства промышленной продукции и энергии. Таким образом, человеку нужно не менее 4660 л воды в день. Если ресурсы дадут меньше этого уровня, то население может испытывать определенный стресс от нехватки воды. Критический минимум воды — менее 2740 л., а менее 1370 л является

абсолютным минимумом для выживания населения. При таких стрессовых условиях в мире проживают около 3,7% населения. Вода становится все больше в фокусе не только практических, экономических, но и политических интересов в мире. В будущем в мире возможны серьезные конфликты, и не исключаются даже войны. По данным Мирового банка такие войны вполне возможны в XXI веке. Бьерн Ломберг в своей книге «Скептический инвайроменталист» (Skeptical environmentalist, 2001) отмечает, что в будущем не исключаются конфликты и, возможно, войны из-за воды. Только за 1918–1994 гг. произошло около 412 таких международных кризисов и конфликтов. Для предотвращения возможных конфликтов в мире было заключено уже около 3600 соглашений о международных водах. В прошлом веке было подписано 149 таких соглашений между разными государствами.

В то же время, военные конфликты могут порождать проблемы с водой. Так, например, при недавних бомбардировках Югославии войсками НАТО был нанесен серьезный ущерб водам Дуная и водоемам. Подобное происходило во время войны США против Вьетнама и Камбоджи. О ситуации в Мире мы пишем не просто для сравнения, чтобы показать наше относительное благополучие с объемом водных ресурсов, а и в связи с углублением процесса глобализации, когда мир может неузнаваемо измениться к 2050–2100 гг. по сравнению с настоящим. Встанут проблемы перераспределения ресурсов, а продажа воды даже на большие расстояния станет весьма актуальной. Причем все эти проблемы еще более обостряются ростом населения, изменением климата. При этом отметим, что существует и ряд серьезных проблем, которые связаны с водой. В мире погибает несколько миллионов человек в год из-за таких явлений, происходящих на водоемах и реках, как наводнения, паводки, штормовые нагоны, и другие. Таким образом, помимо научного интереса, который представляют водные объекты, изучение их играет и важное практическое значение.

Изучение гидрофизических процессов дает возможность познания физической основы режима водных объектов. В особенности важны исследования таких гидрофизических процессов, которые участвуют в переносе, перераспределении, перемешивании поступающих вод, химических веществ и гидробионтов. Они определяют так называемые процессы самоочищения водоемов, влияют на функционирование озерной экосистемы.

гидробионтов. Они определяют так называемые процессы самоочищения водоемов, влияют на функционирование озерной экосистемы.

В книге, наряду с изложением оригинальных исследований авторов в области гидрофизики, гидродинамики озер, анализом и обобщением последних работ российских и зарубежных исследователей вошли работы, по которым за последние годы получены достаточно новые оригинальные результаты. В первой главе кратко изложена история развития гидрофизического направления в лимнологии.

В работу включены такие классические разделы, которые обычно приводятся в учебных пособиях (описание котловины, водный и тепловой баланс). Именно особенности озерной котловины, географическое положение озер их морфометрия во многом определяют характер протекания гидрофизических процессов и явлений (см. например, *Рянжун*, 1999). Эти вопросы рассмотрены во второй и третьей главах. Включение в книгу этих достаточно хорошо известных вопросов является также полезным из следующих соображений: Во-первых, изложение ряда общих положений географического и гидрофизического плана облегчает рассмотрение таких сложных объектов, какими являются озера, показывает необходимость комплексного подхода к изучению озер и водохранилищ, в особенности для понимания формирования крупномасштабной циркуляции вод, топографических волн, когерентных структур, термобара и апвеллингов. Во-вторых, изложение этих положений делает более цельным исследование по гидрофизике водоемов с применением ГИС-технологий, моделирования и дистанционных аэрокосмических методов, которые ранее не рассматривались в учебных пособиях, что, таким образом, расширяет круг потенциальных читателей. В четвертой главе книги, собраны сведения об изменчивости течений, показаны общие, типичные для озер особенности. Выявлены основные закономерности при разнообразном комплексе гидрометеорологических условий. Наличие нескольких источников энергоснабжения приводит к формированию широкого спектра турбулентных движений в озерах. В работе систематизированы сведения о формировании эпилимниона (аналог океанского ВКС), металимниона (термоклина), термобара, термической микроструктуры и апвеллинга.

Многолетнюю историю имеет изучение волновых движений озер — наиболее доступных для непосредственных наблюдений. Особенно большой прогресс достигнут в понимании стоячих волн — сейш. Однако, несмотря на кажущуюся простоту исследования, до сих пор имеется много неясных вопросов формирования, развития ветровых волн, особенно в литоральной зоне. Достаточно хорошо теоретически разработаны вопросы теории внутренних волн. С внедрением в лимнологические исследования методов эхолоцирования, термозондов, термокос, распределенных датчиков в этом направлении был достигнут существенный прогресс. Этим важным разделам посвящена глава 4 книги. Проблемы описания функционирования водных систем, гидротехнического строительства, расчета распространения сточных вод и многие другие требуют надежных сведений о циркуляции воды, горизонтальном и вертикальном турбулентном перемешивании, изменчивости динамических процессов во времени и в пространстве. Применение прецизионной зондирующей и буксируемой аппаратуры позволило выявить ряд новых, ранее неизвестных особенностей в динамическом режиме вод озер, в том числе тонкой термической структуры, вертикальной перемежаемости турбулентности, крупных одиночных внутренних волн. Эти сведения существенно меняют сложившиеся ранее представления о процессах перемешивания, распределении химических элементов и гидробионтов в озерах. Необходимо было обобщить качественно новые сведения о структуре термодинамических процессов в озерах, полученные в последние годы в результате использования высокочувствительной аппаратуры для измерения гидрофизических параметров (турбулиметров, термозондов, термокос, высокочастотных эхолотов и другой аппаратуры), постановки сети автономных станций, а также благодаря широкому внедрению вычислительных методов и математических моделей. Именно эти разделы представлены в главах 5 и 6 работы. Ряд разделов гидрофизики, такие как испарение, ледообразование, и некоторые другие, по которым с точки зрения авторов не получено принципиально новых результатов, в настоящей работе не представлены. По этим разделам мы отсылаем читателя к классическим учебным пособиям, монографиям в которых соответствующие разделы гидрофизики изложены весьма по-

дробно (Хатчинсон, 1961; Зайков, 1955; Мишон, 1983; Одрова, 1979 и др.).

В главе 5 книги большое внимание уделено достаточно новому направлению — изучению влияния изменений климата на водные системы и, в первую очередь, на особенности протекания гидрофизических процессов и явлений.

И, наконец, в 6-й главе книги рассмотрены такие вопросы современной лимнологии, как дистанционные, аэрокосмические, геоинформационные технологии, применение интернета, а также современные подходы при моделировании гидрофизических явлений и экосистем. При прогнозировании возможных изменений режима водоемов и их экологических систем под влиянием антропогенных и климатических воздействий в последнее время успешно используются методы математического моделирования (Руховец, Менишуткин, и др. 2000; Страшкраба, 1991 и др.).

При написании монографии использованы результаты экспериментов, полученные авторами или при их участии на Ладожском и Онежском озерах, Севане, Онтарио, Несси-Ярви, а также данные других исследователей по другим водным объектам. В книге излагаются теоретические аспекты гидрофизических процессов и их пространственно-временной изменчивости, приводятся их математические модели, а также обсуждаются закономерности изменчивости процессов по данным натурных экспериментальных наблюдений. При этом крупное, глубокое озеро может рассматриваться и как природная модель океана, на которой можно более детально исследовать свойства таких явлений, как турбулентность, внутренние волны, инерционные колебания, тонкая термическая структура, отработать методику исследования по данным дистанционных аэрокосмических наблюдений. Вместе с тем гидрофизика и гидродинамика глубоких озер имеют ряд специфических, присущих только пресным водоемам особенностей. Во-первых, в большинстве озер отсутствует соленость, что приводит к отличному от океана характеру формирования плотности вод и отсутствию механизма двойной диффузии, характерному для океана. Во-вторых, существенное влияние на динамику вод озер оказывает сток рек, рельеф дна и берегов. А относительно небольшие размеры водоемов дают возможность не учитывать

так называемого бета-эффекта — изменения параметра Кориолиса с широтой места.

Большое внимание в книге уделено течениям, крупномасштабной циркуляции вод, показано существование циклонической циркуляции вод, охватывающей значительную часть водоема и дано теоретическое обоснование этой циркуляции. Причем ранее (Мортимер, 1974; Филатов, 1981 и др.) считалось, что в глубоких озерах доминирует этот вид циркуляции вод в период летней стратификации. Это оказалось справедливым для таких димиктических озер, как Ладожское, Онежское, Севан, Байкал, которые значительную часть года покрыты ледяным покровом. При этом главным механизмом формирования этой циркуляции было взаимодействие бароклинности и рельефа дна. Но в последние годы было показано, что даже в зимний период, когда ослабевает прямая термическая стратификация, также доминирует циклонический тип циркуляции вод, причем интенсивность этой циркуляции выше, чем в летний период (Beletsky, Schwab, Saylor, 1999). Обусловлено это более интенсивной ветровой деятельностью в зимний период года по сравнению с летним периодом стратификации.

В книге достаточно подробно рассмотрены изменения особенностей протекания физических процессов при изменениях климата, при которых, в частности, могут произойти изменения глубины перемешивания вод, времени ледостава, стратификации вод, которые повлияют в конечном итоге на функционирование экосистемы. Описан прогресс, достигнутый в лимнологии и гидрологии в связи с внедрением дистанционных, в том числе спутниковых средств, которые позволили осуществлять долговременный контроль за состоянием озер, динамическими процессами, колебаниями уровня, течениями, распространением поступающих вод, выявить зоны апвеллинга, фронтов, крупных вихрей (Kondratyev, Filatov, Ed., 1999).

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЗЕР

Озероведение (лимнология) — комплексная наука, цель которой — всестороннее изучение внутренних вод и водоемов в сложном взаимодействии происходящих в них физических, химических и биологических процессов с учетом антропогенного влияния. Эта комплексная наука по задачам и структуре сходна с океанологией, но имеет свой объект исследования — озера и водохранилища. В лимнологии, в первые годы ее развития, выделялся познавательный и ландшафтный компоненты изучения многообразия происходящих процессов и явлений. В современной лимнологии выделяется продукционно-экологическое направление, изучающее круговорот вещества и энергии в водоемах, баланс вещества, продуктивность, функционирование экосистем, исследование трофического состояния, эвтрофирования и токсического загрязнения. Особое значение в последние 20 лет приобрело изучение функционирования водных систем при антропогенных и естественных изменениях. Важнейшую роль в изменении состояния озерной экосистемы играют происходящие в водоемах физические, в частности, термогидродинамические процессы и явления. Это такие процессы как крупномасштабные течения, циркуляция вод в широком диапазоне частот, волновые и турбулентные процессы, вихри, когерентные структуры, фронты, которые во многом определяют формирование, распространение и трансформацию химико-биологических процессов и полей.

Истории становления и развития лимнологии посвящены исследования многих ученых, и здесь мы лишь кратко остановимся на некоторых моментах. Основоположником озероведения заслуженно считается швейцарский ученый Ф.А. Форель. Основы русской школы озероведения заложены работами Д. Н. Анучина, Л. С. Берга, А.И. Воейкова, Г.Ю.Верещагина, В.В.Молчанова, Б.Д. Зайкова, Б.Б. Богословского, С.Д. Муравейского, Л. Л. Россолимо, М.А.Фортунатова, С.В.Калесника,

В.В.Жакина, Г.И.Галазия, Г.Г.Винберга, М.М.Кожова и О.М.Кожовой, О.А.Алекина, А.Ф.Алимова, Г.Г.Мартинсона, А.В. Шнитникова. Из зарубежных ученых необходимо отметить, в первую очередь, А.Тинемана и Э. Наумана, которые 80 лет назад в 1922 г. создали объединение ученых-лимнологов — лимнологическое общество, которое называется теперь Международная ассоциация теоретической и прикладной лимнологии («International Association of Theoretical and Applied Limnology» или «Societas Internationalis Limnologie-SIL»), которое регулярно собирало лимнологические съезды (конгрессами они стали называться с 1948 г.). Среди других известных зарубежных лимнологов отметим В.Роде, Х.Мортимера, Д.Хатчинсона, П.Хейненона, В.Оле, Э.Берджа, М. Страшкрабу, Р.Ветцеля и многих других.

Исследования озер на всех этапах истории обусловлены потребностями человеческого общества в их использовании. По мере развития общества расширяется использование природных ресурсов, в том числе и озер, при этом предъявляются все более высокие требования к их исследованию. Развитие лимнологии (озероведения) происходит в тесном контакте с рядом смежных наук: гидрологией, биологией, физикой, химией, геофизикой, геологией, метеорологией, математикой, информатикой, а в последние годы и с развитием новых информационных технологий (интернет, геоинформационные системы).

В истории озероведения Б.Б. Богословский (1961) отмечал три периода развития.

Начальный период относится к 90-м гг. XIX века, когда озероведение развивалось в связи с запросами рыболовства, водного транспорта и разработками соляных промыслов. Этот период развития не отличался систематичностью, исследования проводились попутно с географическими работами. Первые озерные водомерные посты в России были открыты уже в 1724 г. на Ладожском озере в связи со строительством Староладожских каналов, а также на Валдайских озерах. В XIX веке были открыты водомерные посты на Каспии, Селигере, Ильмене, Байкале, Севане, Саймаа, Великих Американских озерах.

Были организованы и специальные экспедиции для изучения озер, выявления возможностей их хозяйственного использования. Особенно интересны такие работы этого периода, как книга Н.Я. Озерецковского „Путешествие по озерам Ладожскому, Онежскому” (1785 г.), а также работы на Онежском озере Н. Стабровского (1854–1857 гг.), обнаружившего сейши. Опреде-

ленные знания об озерах дает труд Штуkenберга «Гидрография Российского государства».

В 1844 г. Академией наук при исчислении пространства России по губерниям и их уездам были определены площади и количество озер и лиманов. По результатам этой работы в 1859 г. были описаны „Главные озера и лиманы Российской Империи“. В основу была положена специальная карта в масштабе 1 : 420000. Во время этих работ были исследованы озера, определены их размеры, количество. Основанное в 1845 г. Русское географическое общество вскоре приступает к составлению и изданию Географическо-статистического словаря Российской Империи, который был известен под сокращенным названием Географического словаря П. Семенова. В нем нашла отражение информация об озерах. Крупным событием в истории географии и картографии России было составление в 1874 г. новой карты Европейской России. Тогда были вычислены площади озер по губерниям и их уездам, с отдельным определением островов и озер в каждом из них.

Нельзя не упомянуть экспедицию А. П. Андреева на Ладожское озеро, в результате которой была написана фундаментальная монография «Ладожское озеро» (1892 г.).

Классическими работами в первый период развития лимнологии были работы основателя лимнологии Ф.А.Фореля на Женевском озере. Им же написана первая программа для исследований озер.

Первые озерные станции в России были организованы в 1888 г. на Косинских озерах под Москвой.

1885 г. считают годом оформления лимнологии как самостоятельной отрасли науки. В этом году на Международном географическом конгрессе в Лондоне Ф.А. Форель сформулировал цели и задачи лимнологии. Крупный вклад в озероведение сделал русский ученый-географ, климатолог А.И. Воейков, который написал книгу «Климаты земного шара, в особенности России» (1884 г.).

Со временем все больше возрастали запросы использования озер для рыборазведения, гидроэнергетики и регулирования стока. Необходимо отметить комплексный географический характер, который носили исследования Л.С. Берга на Аральском море (1889–1902 гг.). Этот период определяется открытием многих лимнологических станций в разных странах. В 1891 г. Московское общество любителей естествознания, антропологии и этнографии открыло первую русскую гидробиологическую

пресноводную станцию на озере Глубоком (Московская губ.), а в 1896 г. профессор И.П. Бородин основал на Бологовском озере станцию, названную затем в его честь Бородинской. Эта станция была впоследствии перенесена на оз. Селигер.

Особую роль в развитии динамического направления озероведения сыграли работы Е.А. Берджа (США), который впервые начал широко применять в озероведении методы, развитые в океанологии.

Ф. А. Форель, обобщив материалы многолетних наблюдений на Женевском озере, издал в 1891 г. фундаментальную монографию, а в 1901 г. и руководство по лимнологии. Русский ученый Д. Н. Анучин написал книгу (1896) «Воды суши. Озера».

Третий период развития лимнологии Б.Б. Богословский связывал с развитием общей комплексности гидрологических, гидрохимических и гидробиологических исследований. При этом усилилась дифференциация исследований. В течение всего периода проводятся комплексные исследования озер и озерных районов, для их наиболее эффективного хозяйственного использования.

В этот период необходимо отметить работы, проводимые в Карелии с 1919 г. Олонецкой экспедицией, Государственным гидрологическим институтом. В 20-х годах в Карелии работал Г.Ю.Верещагин. Особенно усилились лимнологические исследования в связи с организацией в СССР в 1929 г. Гидрометеослужбы. В 1921 г. был образован Гидрохимический институт в Новочеркасске. В 20-30-х гг. были обобщены и опубликованы труды ГТИ в серии «Исследования озер СССР», а с 1931 г. проводится разработка водного кадастра.

С развитием энергетики начались еще более широкие исследования озер. Упомянем здесь организацию в 1926 г. Севанского гидрометеобюро под руководством Л. К. Давыдова, в 1928 г. — Байкальской лимнологической станции под руководством Г.Ю.Верещагина, а в 1931 г. — Карельской научно-исследовательской рыбохозяйственной станции в Петрозаводске.

Существенный вклад в развитие лимнологии внесли Международные Лимнологические конгрессы и Всесоюзные гидрологические съезды, последние начали свою работу в 1924 г. Лимнологические конгрессы в России (СССР) состоялись в 1924 и 1971 г. Последний лимнологический конгресс в СССР совпал с организацией в 1971 в г. Ленинграде Института озероведения АН СССР под руководством академика С.В.Калесника и лимнологической станции на озере Красное (Пуннус).

Активные исследования гидрологии озер проводились в нашей стране до и во время Великой Отечественной войны, они выполнялись ГГИ, Гидропроектом и другими организациями. Можно вспомнить классические исследования Онежского и Ладожского озер, обобщенные и опубликованные по руководством В.В.Молчанова. Исследования термических процессов, динамики и ледового режима, проведенные под его руководством, легли в основу обоснования создания и эксплуатации "Дороги жизни" по льду Ладожского озера, которая спасла жизнь многим жителям блокадного Ленинграда.

Особый период истории озероведения связан с развитием энергетики, исследованием и созданием водохранилищ. Это работы на Днепровском, Рыбинском, Цимлянском, Братском и Иркутском и др. водохранилищах. Учитывая важность изучения водохранилищ, на Рыбинском водохранилище был создан под руководством И.Д. Папанина Институт биологии внутренних вод АН СССР. В этот период создаются институты и лаборатории лимнологии во многих странах.

Четвертый период развития лимнологии с нашей точки зрения начался с 60-х годов XX века. В это время существенно возросло антропогенное воздействие на озера. В эти годы возросла антропогенная нагрузка от городов, в большом количестве строились ГЭС, каналы, ЦБК. Последние требовали огромное количество воды для производства целлюлозы, бумаги. Постепенно стало очевидно, что за очень короткий период активного использования озер началась их интенсивная деградация. Напомним эвтрофирование, загрязнение Великих Американских озер, в особенности озера Эри, которое стали называть умирающим. Началось эвтрофирование Ладожского озера. На берегах ряда озер и водохранилищ в 70-80-х годах были построены атомные электростанции (АЭС), которые использовали водные объекты как водоемы-охладители. При этом происходило "тепловое" загрязнение озер, отмечалось усиление эвтрофирования. В этот период большое значение стало уделяться изучению распространения и трансформации сточных вод, оценке влияния антропогенного фактора на функционирование водных систем.

Крупные проблемы были решены для задач, связанных с перераспределением водных ресурсов. Грандиозные по масштабам проекты предполагалось осуществить в 80-90-х годах в СССР с "переброской" стока рек Европейской части страны и Сибири. Эти задачи оказалось возможным оценить только с

помощью крупномасштабных комплексных исследований и системного подхода с использованием математического моделирования. Над этой проблемой работали десятки организаций. Были собраны группы ученых, создан ряд научно-исследовательских центров. В области системного исследования озер и водохранилищ активно работали группы ученых в таких крупных центрах как Институт прикладного системного анализа в Австрии, Центр исследования Великих озер (Висконсин, США), лаборатория в Массачусетском технологическом институте (США), Центр в Ростовском университете. Были открыты новые институты (Институт водных проблем АН СССР, Москва) и многие другие.

В 80-х годах активно стали внедряться новые компьютерные технологии и дистанционные, в том числе аэрокосмические методы. Был открыт ряд лабораторий дистанционных методов. Такая лаборатория была, в частности, создана в Институте озероведения АН СССР под руководством академика К.Я.Кондратьева.

И, наконец, можно выделить период, связанный с работами по решению широкого комплекса экологических проблем, охраны водоемов и их восстановлению. В этот период — начало 90-х годов были созданы институты в ряде регионов России (Институт водных проблем Севера Карельского НЦ РАН в Петрозаводске, Институты водно-экологических проблем РАН в Хабаровске, Барнауле, на Волге). Крупные успехи в изучении ряда направлений лимнологии были достигнуты после создания в 1991 г. на базе Лимнологического института СО РАН Байкальского международного экологического центра под руководством члена-корреспондента РАН М.А.Грачева.

Развитие лимнологии на современном этапе связано с решением ряда задач рационального использования и охраны озерных вод. Изучение динамических процессов дает возможность познания физической основы режима глубоких озер. Проблемы гидротехнического строительства, перераспределение водных ресурсов, расчет распределения сточных вод и многие другие требуют надежных сведений о циркуляции вод в озере, горизонтальном и вертикальном турбулентном перемешивании, изменчивости динамических процессов во времени и в пространстве. При прогнозировании возможных изменений режима водоемов и их экологических систем под влиянием антропогенных воздействий в последнее время успешно используются методы математического и физического моделирования.

Среди обобщающих исследований, в которых достаточно подробно освещаются как особенности динамических процессов в глубоких озерах, так и используемые для их описаний математические модели, можно упомянуть следующие работы: «Лимнология» (Д.Хатчинсон, 1957), «Течения в Байкале» (В.И.Верболов и др., 1977), «Изменчивость гидрофизических полей в озерах» (под ред. Н.А.Лабзовского, 1978), «Турбулентность в реках и озерах» (Smith, 1975), «Турбулентность и перемешивание в озере Лох-Несс» (Thorpe, 1977), «Термодинамические процессы в глубоких озерах» (Ю.Д.Михайлов и др., 1981), а также работы К. Мортимера (Mortimer, 1978, 1985) и Г. Ксанади (Chanady, 1981), Т. Саймонса (Saimons, 1987), М.М. Айнбунда (1988), В.А. Знаменского (1981), Е. А. Цветовой (2000), Н.Н. Филатова (1983, 1991).

Применение прецизионной зондирующей и буксируемой аппаратуры для исследования озер позволило выявить ряд новых, ранее неизвестных особенностей в динамическом режиме вод озер, в том числе фронты, тонкую термическую структуру, вертикальную перемежаемость турбулентности, крупные одиночные внутренние волны-солитоны, когерентные структуры. Эти сведения существенно меняют сложившиеся ранее представления о процессах перемешивания, распределении химических элементов и гидробионтов в озерах.

Озеро может рассматриваться и как природная модель океана, на которой можно более детально исследовать свойства таких явлений, как турбулентность, внутренние волны, инерционные колебания, тонкая термическая структура. Вместе с тем, динамика вод глубоких озер имеет ряд специфических, присущих только пресному водоему особенностей (Кондратьев и др., 1991).

Существенные успехи в изучении гидрофизики водоемов достигнуты в последние годы при реализации ряда крупных национальных и международных проектов на озерах, таких как Байкал (М.И. Грачев и др., 2000; М.Н. Шимараев и др. 2000), Вендюрское (А.Ю. Тержевик и др., 2000), Великих Американских (Д. Белецкий, Д. Шваб и др., 2000), Онежском (Н.Н.Филатов, 1991, 2000), Ладожском (Л.А. Руховец и др., 2000). Внедрение новых современных технологий в практику изучения озер нашло отражение в работах последних лет ("Limnology and Remote sensing. A contemporary approach. К. Kondratjev, N. Filatov et al, 1999).

ГЛАВА 2

ОЗЕРНАЯ КОТЛОВИНА

Озерной котловиной называется углубление поверхности суши, заполненное до некоторого уровня водой. Котловина озер, водохранилищ оказывает значительное влияние на термические и гидродинамические процессы в водоемах (Богословский, 1960).

Размеры озерных котловин различны. В табл. 2.1 приведены данные о некоторых крупнейших озерах мира.

Таблица 2.1. Крупнейшие озера мира

Название	Площадь, тыс. км ²	Средняя отметка уровня, м абс.	Наибольшая глубина, м
Россия			
Каспийское	395,0	-28	980
Байкал	30,5	455	1741
Ладожское	17,7	4	225
Онежское	9,9	33	120
Западная Европа			
Венерн	5,5	44	89
Веттерн	1,9	88	119
Женевское	0,6	376	309
Балатон	0,6	105	4
Азия			
Кукунор	4,2	3205	38
Ван	3,7	1662	—
Мертвое море	1,0	-392	356
Африка			
Виктория	69,4	1134	80
Танганьика	32,9	773	1435
Ньяса	30,8	472	406
Чад	22,0-11,0	240	7-4

Название	Площадь, тыс. км ²	Средняя отметка уровня, м абс.	Наибольшая глубина, м
Сев. Америка			
Верхнес	82,4	183	393
Гурон	59,6	177	228
Мичиган	58,0	177	281
Большое Медвежье	31,0	119	137
Большое Невольничье	30,3	150	140
Эри	25,7	174	64
Виннипег	23,5	217	19
Онтарио	19,5	75	237
Южная Америка			
Титикака	8,3	3812	304
Австралия			
Эйр	8,2	-12	—

Озерные котловины имеют, как правило, сложную форму. Обычно в озерах выделяют следующие отдельные части: плесы, заливы, бухты, губы, литорали, профундали.

Плес — часть озера, обособленная очертанием берегов и рельефом дна. Часто гидрологический режим плесов озера значительно отличается друг от друга.

Залив, бухта, губа — части озера, вдающиеся в сушу. Характер водообмена с озером обуславливает особые свойства их режима.

Бухты отличаются от залива тем, что они отделяются от озера сравнительно узким проливом и более защищены от действия волн и ветра. Губа — специфическое название залива, в вершине которого расположено устье реки.

Первоначальный рельеф дна озера обусловлен происхождением котловины. Под действием внешних факторов и внутренних процессов, происходящих в озере, изменяется котловина озера. К внешним факторам относятся: ветер, течение воды, движение льда. К внутренним процессам, оказывающим влияние на формирование котловины, относятся: течения, волны, осадкообразование, жизнедеятельность растений и животных.

Преобразование котловины озера идет в двух направлениях. Во-первых, под действием воды и течений происходит формирование берегов, изменение очертания береговой линии. Так как волны и течения размывают выступающие части берега (мысы), а

аккумуляция преобладает в бухтах, то с течением времени береговая линия становится все более сглаженной, — исчезают глубоководящиеся в берег заливы и резко выступающие мысы.

Во-вторых, аналогичным образом меняется (сглаживается) и рельеф дна озера. Накопление донных отложений происходит в береговой зоне и в углублениях дна, это приводит к выравниванию дна, постепенному движению берегов к глубоководной части озера.

Котловины многих озер заполнены массой донных отложений, мощность которых превосходит современную глубину озер.

Трансформация озера изменяет его гидрологический, гидрохимический и термический режимы, изменяются условия существования биоты. Конечной стадией развития озера является болото. Колебания климата, стока в озеро, тектонические процессы, антропогенные воздействия могут нарушить процессы развития озера.

В озерах обычно выделяют три зоны, которые различаются характеристиками и режимами водных масс и условиями жизнедеятельности организмов. Литораль — прибрежная часть озера, в которой дно подвержено воздействию волн. Высшая водная растительность сосредоточена на литорале. Профундаль или пелагиаль — глубинная часть озера, в которой волны не воздействуют на дно. Сублитораль является переходным участком между профундалью и литоралью.

В России первое водохранилище (Алапаевское) было построено в 1704 г. на реке Нейве около Екатеринбурга для сезонного регулирования стока с целью обеспечения водой завода. В 1719 г. было построено Вышневолоцкое водохранилище в долинах реки Шлины и Цны у Вышнего Волочка для обводнения рек Мсты и Тверцы на водном пути, соединяющем Волгу и Санкт-Петербург.

Ускоренный рост водохранилищ в России начался в связи с реализацией плана электрификации (ГОЭЛРО). Наибольший рост числа техногенных водоёмов на территории России пришёлся на 1960-1980 гг. В этот период было завершено строительство Волжско-Камского каскада водохранилищ, Саратовского и Сталинградского водохранилищ на Волге, построены каскады водохранилищ на Енисее, Ангаре и др.

Сравнение числа водохранилищ России и США показывает (Авакян А.А., 1999), что Российская Федерация, имея площадь

примерно в два раза большую площади США, имеет число водохранилищ примерно в пять раз меньше. Суммированный полезный объем водохранилищ США примерно на 40% больше объема водохранилищ России. Возможность управления речным стоком в США также много выше; так коэффициент ёмкости, равный отношению объема всех водохранилищ к среднегодовому речному стоку в США, примерно, в 4-5 раз выше, чем в России.

Котловины водохранилищ, как правило, резко отличаются от котловин озер. Котловинами озер часто служат котловины подпруженных озер, участки речных долин. Обычно выделяют котловины озерного и речного типа. Котловины озерного типа формируются в озеровидных расширениях речных долин или подпруженных котловинах озер. Котловины речного типа формируются на сравнительно узких участках речных долин, они подразделяются на два подтипа. Долинный тип возникает при затоплении всей поймы. Если затопляется только небольшая часть поймы и русла, котловина относится к русловому типу (см. работы К.К. Эдельштейна, А.И. Ершовой и др.).

В водохранилищах выделяют ряд участков, отличающихся по режиму водных масс и морфологическим особенностям.

Нижняя или приплотинная часть остается глубоководной при любой отметке уровня. Волнение в ней сильнее, чем в остальных частях водохранилища. Происходит активное формирование берегов. Течение слабее, за исключением моментов попусков воды через плотину.

Средняя или озерно-речная часть является глубоководной только при высоких уровнях, в озерно-речной части даже при значительной сработке часть поймы остается затопленной. Волнение достаточно сильное, течения более сильные, чем в приплотинной части водохранилища. Верхняя или речная часть водохранилища при высоких уровнях представляет собой мелководный озеровидный водоем, а при низких уровнях — ограничивается руслом. Последний специфический участок водохранилища — участок выклинивания подпора — характеризуется тем, что его режим сильно зависит от режима работы ГЭС и гидрологического сезона.

Характеристики некоторых водохранилищ, созданных в СССР, приведены в табл. 2.2.

Таблица 2.2. Крупнейшие водохранилища России (V — объем, S — площадь, H_m — максимальная глубина, L — длина и K_p — коэффициент (показатель) водообмена, равный отношению объема среднегодового стока к среднему объему водохранилища) (Эдельштейн К.К., 1998)

Название	Год	V , км ³	S , км ²	H_m , м	L , км	K_p
Братское	1967	169,7	5467	150	1020	0,5
Красноярское	1972	73,3	2000	101	388	1,2
Зейское	1975	68,4	2119	93	225	0,3
Усть-Илимское	1977	58,9	1922	97	290	1,7
Куйбышевское	1957	57,3	5900	41	510	4,2
Вилейское	1970	35,9	2176	69	460	0,5
Волгоградское	1961	31,4	3117	41	524	8,0
Саяно-Шушенское	1978	31,3	621	113	320	1,5
Рыбинское	1941	25,4	4550	28	112	1,4
Цимлянское	1952	23,9	2700	35	180	1,0
Хангайское	1975	23,7	2120	57	100	0,8
Саратовское	1969	12,9	1831	33	336	19,1
Камское	1954	12,2	1915	30	300	4,2
Верхнетуломское	1964	11,5	745	40	120	0,5
Имандровское	1936	11,2	876	67	120	0,3
Курейское	—	10,0	558	70	160	2,0
Воткинское	1966	9,4	1120	28	365	5,7
Горьковское	1955	8,8	1590	22	430	6,0
Новосибирское	1959	8,8	1070	25	185	5,9
Шекснинское	1964	6,5	1670	17	167	0,8

На Земле построено огромное число водохранилищ. Максимальное количество водохранилищ было создано на Земле в 60-е годы XX века. Сейчас темпы ввода новых водохранилищ уменьшились, что обусловлено, прежде всего, использованием перспективных для создания водохранилищ участков рек. В табл. 2.3 приведены данные (Авакян А.А., 1999), характеризующие динамику изменения числа и объемов водохранилищ.

Для количественного описания форм и размеров котловин озер, объема водной массы в них используются морфометрические показатели. Перечислим основные из них.

Длина озера — кратчайшее расстояние между наиболее удаленными друг от друга точками береговой линии, измеренное по поверхности озера.

Средняя ширина озера равна частному от деления площади зеркала озера на его длину. Максимальная ширина озера равна наибольшему расстоянию между его берегами по перпендикуляру к длине озера. Длина береговой линии измеряется по нулевой изобате. Средняя глубина озера определяется по отношению объема озера к площади его зеркала. Для описания распределения глубин используются батиграфические объемные кривые.

Таблица 2.3. Динамика роста числа (числитель) и объемов (знаменатель) км³ водохранилищ (>0,1 км³)

До 1900 г.	1901–1950 гг.	1951–1960 гг.	1961–1970 гг.	1971–1980 гг.	1981–1990 гг.	1991–2000 гг.	Сумма
На Земле в целом							
41/14	540/520	525/1150	700/1840	600/1400	360/1000	70/500	2836/6380
США							
22/8	286/260	130/110	170/210	80/90	14/14	1/11	702/700
Россия							
3/2	27/50	30/220	21/350	20/190	4/11	-	105/840
Бразилия							
—	11/10	19/30	24/64	38/150	15/150	2/30	110/440

Батиграфическая кривая определяет связь между глубинами и площадями, оконтуренными соответствующими изобатами. Объемная кривая определяет связь между объемом водной массы озера и его уровнем.

Классификация озерных котловин

Существует несколько типов классификаций озерных котловин. Наиболее распространенной является генетическая классификация котловин, которую мы и изложим. Происхождение озерных котловин может быть установлено по ряду признаков, таким как геологическое строение, рельеф окружающего района, геологическая история бассейна.

Тектонические котловины образуются в понижениях, которые возникают в результате тектонических движений земной коры. Озера с тектоническими котловинами характеризуются

большими глубинами, крутыми склонами берегов. Крупнейшие тектонические озера расположены в зонах тектонических сдвигов. В горных областях образуются небольшие озера тектонического происхождения. Примерами озер с котловинами тектонического типа служат Байкал, Каспий, Иссык-Куль, Эри, Онтарио, Гурон.

Образование озерных котловин ледникового типа происходит под действием ледников. Ледниковые котловины подразделяются на две подгруппы: эрозионные и аккумулятивные. Эрозионные котловины обусловлены, прежде всего, эрозионной деятельностью ледников. Карстовые (кресловинные озера) образуются в результате эрозионной деятельности ледников в горных районах. Аккумулятивные котловины возникают среди моренных отложений ледников. Озера такого типа распространены в зонах древнего оледенения. В формировании ледниковых котловин могут участвовать одновременно оба фактора. Многие озера Кольского полуострова и Карелии возникли именно так.

К водно-эрозионному и водно-аккумулятивному типу относятся озера речного и морского происхождения следующих подтипов: старицы, плесовые, дельтовые, лагунные и лиманные, фиордовые.

Старицы широко распространены в речных долинах. Плессовые озера представляют собой разобщенные в межень плесы пересыхающих рек. Дельтовые озера формируются в дельтах крупных рек в результате взаимодействия морских и речных вод. Примерами дельтовых озер служат волжские ильмени, озера в кубанских плавнях.

Лагунные и лиманные озера морских побережий формируются в результате отделения наносами заливов от моря. Озера такого типа широко распространены на побережье Черного и Белого морей. Фиордовые озера возникают в результате отделения фиордов от моря наносами или завалами.

К провальному типу озер относятся карстовые, просадочные и термокарстовые озера. Карстовые озера возникают в районах распространения почв, содержащих материалы которые легко поддаются растворению (известняки, гипсы, доломиты). Карстовые котловины имеют обычно воронкообразную форму большой глубины и небольшой площади. Необходимым условием образования карстового озера является наличие так называемого твердого стока, который покрывает дно и стенки воронки. Твердый сток препятствует фильтрации воды вглубь породы.

Просадочные (суффозионные) озера возникают в результате растворения и вымывания подземными водами из грунтов некоторых солей, цементирующих грунты. Котловины просадочных озер обычно имеют округлые формы с пологими берегами.

Термокарстовые озера (аласы) возникают на участках протаивания вечной мерзлоты. Котловины имеют, как правило, округлую форму и небольшие глубины.

Вулканические озера образуются в кратерах потухших вулканов или среди лавовых полей.

Завальные озера образуются в результате горных обвалов, преграждающих реки, протекающие в горных долинах. Ярким примером озера завального типа является Сарезское озеро, образовавшееся на Памире в 1911 г. после обвала, перекрывшего русло реки Мургаб.

Эоловые озера возникают в котловинах выдувания или между дюнами. Вторичные озера формируются на месте заросших озер и на болотах.

ГЛАВА 3

ВОДНЫЙ БАЛАНС

Водный баланс определяет величину водной массы озер и водохранилищ, ее изменчивость во времени. Водный баланс определяется соотношением поступления и расхода воды водоемом. Озера и водохранилища получают воду из атмосферных осадков, которые выпадают на водную поверхность или на поверхность водосборных бассейнов. Конденсация паров воды на водную поверхность озера или водохранилища обычно много меньше осадков и стока и ею обычно пренебрегают. Атмосферные осадки, выпавшие на поверхность бассейнов, поступают в озера в виде поверхностного или подземного стока.

Для количественной оценки связи озера или водохранилища с водосборным бассейном используется показатель удельного водосбора A , равный отношению площадей водосбора F и озера (водохранилища) f :

$$A = F/f. \quad (3.1)$$

Показатель удельного водообмена A меняется в очень больших пределах. С.П. Китаев на основе анализа 2000 водных объектов различных природных зон обнаружил, что показатель удельного водосбора A меняется от 0,6 до 135000. Основная масса озер имеет показатели удельного водообмена от 8 до 32. Для долинных водохранилищ характерные значения A равны 100–200, для большинства озер показатель удельного водосбора A меньше 20.

Другой важной характеристикой водоема является показатель условного водообмена K , равный отношению объема среднегодового стока V к среднему объему озера W :

$$K = V/W. \quad (3.2)$$

Величина K показывает, сколько раз в течение года или некоторого интервала времени сменяется водная масса озера. Обратное K соотношение (W/V) определяет время, в течение которого происходит полный водообмен, и называется периодом

водообмена. Для характеристики изменчивости водного режима используют, например, среднемесячные значения. Показатель условного водообмена меняется от тысячных долей до нескольких сотен. Наиболее характерные значения K лежат в интервале 0,5–4. Для Байкала показатель условного водообмена равен 0,003, а период водообмена – 300 лет. Для Ладожского и Онежского озер период водообмена равен 12–15 лет ($K = 0,05–0,07$).

Озера с большим показателем удельного водосбора и большим показателем условного водообмена являются плесами протекающих через них рек. В зависимости от величины K преобладает транзит воды ($K > 100$) или ее аккумуляция ($K \leq 4$).

Следуя Б.Б. Богословскому (1960, 1980), дадим классификацию озер по водному балансу. Все озера подразделяются на бессточные и сточные. Бессточные не имеют ни поверхностного, ни подземного стока.

Особую группу составляют озера с перемежающимся стоком, которые являются сточными во время высокой воды, в межень сток из озера не происходит.

В группе сточных озер выделяют проточные озера, в которых сток составляет значительную часть объема водной массы.

Уравнение водного баланса может быть представлено в следующей форме:

$$\sum P - \sum R = \sum A, \quad (3.3)$$

где $\sum P$ — сумма приходных составляющих уравнение водного баланса, $\sum R$ — сумма расходных составляющих водного баланса, $\sum A$ — сумма аккумулятивных составляющих.

Уравнение водного баланса вмещает все приходные и расходные составляющие за определенный период времени. Уравнение водного баланса сточного озера имеет следующий вид:

$$X + Y_s + Y_u + X_k - Y_0 - Y_f - Z = \Delta V, \quad (3.4)$$

где X — осадки на зеркало озера, Y_s — поверхностный приток в озеро, Y_u — подземный приток в озеро, X_k — конденсация водяного пара на водную поверхность, Y_0 — поверхностный сток из озера, Y_f — фильтрация (подземный сток из озера), Z — испарения с водной поверхности, ΔV — изменение объема воды за рассматриваемый временной интервал. В уравнении водного

баланса все составляющие выражаются в единицах объема или в единицах длины (в этом случае ΔV заменяется на Δh , определяемую изменением уровня воды). Величиной конденсации на водную поверхность озера по сравнению с другими членами уравнения водного баланса обычно пренебрегают.

Для бессточного озера уравнение водного баланса принимает следующий вид:

$$X + Y_s + Y_u + X_k - Z = \Delta V$$

Если уравнение водного баланса составляется для сезона или по месяцам, то необходимо учесть потери за счёт оседания льда на берегу при понижении уровня и поступление воды от таяния льда. В случае составления уравнения водного баланса на год эти составляющие взаимно компенсируются.

Уравнение водного баланса для водохранилища имеет подобный вид, однако, в нём появляются следующие отличия: поверхностный сток заменяется сбросом через плотину и пусками через гидросиловую установку; появляются члены, описывающие водопотребление и различные виды фильтрации (через борта и ложе водохранилища, через гидротехнические сооружения и др.), а также члены описывающие приток и сбросы через гидротехнические сооружения.

Составляющие водного баланса (3.4) могут быть определены на основе полевых исследований или расчётов. Поступление в водоёмы с водосборов по рекам рассчитывается на основе гидрометрических данных. Для водохранилища, входящего в каскад гидроэлектростанций, поступление может быть определено по стоку из вышерасположенных гидросооружений. Боковая приточность при наличии гидростворов определяется по гидрометрическим данным или косвенными методами. Ошибки в определении притока составляют для равнинных рек около 5%, для горных — до 20%. Ошибки в определении стока из водохранилищ сильно зависят от размеров водохранилищ и составляют 2–10%.

Величина испарения E определяется формулой Дальтона:

$$E = C(e_0 - e),$$

где C — эмпирический коэффициент, e_0 — упругость насыщенного водяного пара, e — фактическая упругость водяного пара в воздухе.

Для оценки величины испарения используются данные прямых измерений, косвенные методы, основанные на применении уравнений водного и теплового балансов. Наиболее широко используются эмпирические формулы.

Метод водного баланса для оценки величины испарения с водоема заключается в том, что величина испарения определяется как остаточный член уравнения, представляющего собой алгебраическую сумму приходной и расходной частей водного баланса. Несмотря на кажущуюся простоту метода, его применение затруднено сложностью измерения составляющих водного баланса.

Метод водных испарителей основан на прямых измерениях испарения с поверхности специальных испарительных бассейнов. Для измерения испарения с водной поверхности испарительный бассейн помещается на специальный плавающий плот. По всей территории СССР было размещено более 500 водоиспарительных площадок (из них 13 на озерах), оборудованных стандартными измерителями испарений, и испарительными бассейнами, которые были разработаны в Государственном гидрологическом институте.

Испарение между сроками наблюдений вычисляется из уравнения водного баланса испарителя или испарительного бассейна. Для перехода от оценки испарений с поверхности испарителя к оценкам испарения с поверхности водоема применяются пересчетные формулы, учитывающие продолжительность дня, высоту волн и т.п. Метод водных испарений применяется для оценки испарений за длительные промежутки времени — месяцы или более.

Применение метода теплового баланса основано на использовании соотношения Боуэна между турбулентным теплообменом и затратами тепла на испарение. Наиболее простой вид соотношения имеет при предположении о равенстве коэффициентов обмена влаги и тепла в приводном слое атмосферы.

Для расчета испарения с водной поверхности так же применяется метод турбулентной диффузии. В этом случае величина E определяется следующей формулой:

$$E = -\rho K_e dq / dz,$$

где ρ — плотность воздуха, K_e — коэффициент турбулентного обмена влаги, dq / dz — градиент концентрации водяного пара в атмосфере.

При расчетах обычно принимается, что коэффициент турбулентного переноса влаги равен коэффициенту турбулентного переноса импульса (турбулентной вязкости).

Для измерения величины испарения E используется пульсационный метод:

$$E = \rho w' q',$$

где ρ — плотность воздуха, w' и q' — пульсации вертикальной составляющей скорости и влажности, соответственно.

Однако наиболее широко для получения оценок испарения используются эмпирические формулы. Для расчетов испарения E применяются формулы, связывающие испарение с метеорологическими элементами на двух горизонтах Z_1 , Z_2 — скорости ветра V и влажности q . Обычно за уровень Z_1 принимается уровень водной поверхности, Z_2 для озер и водохранилищ обычно равен 2 м. Конкретный вид одной из формул для расчета испарения приведен ниже:

$$E = 0,15 (e_0 - e_2) (1 + 0,72 V_2) \text{ мм/сут.},$$

где e_0 — упругость водяного пара при температуре водной поверхности, e_2 — упругость водяного пара на высоте $Z_2 = 2$ м, V_2 — средняя скорость ветра на высоте $Z_2 = 2$ м.

Испарение водной поверхности зависит от минерализации — с ростом концентрации растворов испарение уменьшается. Например, при возрастании солёности с 10 до 70 ‰ испарение уменьшается на 5%. Испарение с поверхности рассолов высокой концентрации значительно меньше испарения с поверхности пресноводных водоемов. На озере Эльтон при концентрации раствора 200 ‰ испарение меньше испарения с пресноводного водоема на 90%. На испарение с поверхности рассолов соляных озер влияет также состав раствора.

На крупных водоемах наряду с диффузным испарением имеет место так называемое механическое испарение. В этом случае происходит вынос частиц воды в воздух и их испарение уже в воздухе. Механическое испарение может превосходить обычное испарение.

В небольших водоемах, покрытых растительностью, необходимо учитывать транспирацию водной растительностью. Растения с плавающими листьями (ряска, кувшинка, кубышка) незначительно уменьшают испарение. Полупогруженная водная растительность (камыш, тростник, рогоз и др.) увеличивает испарение, в отдельных случаях на 100%.

Структура водного баланса озер или соотношения между собой составляющих водного баланса зависят от географической зональности. В водном балансе озер, расположенных в избыточно и достаточно увлажненных территориях, в приходной части доминирует речной приток с водосборов, а в расходной части — сток. Эти составляющие достигают 70-90% от приходной и расходной частей водного баланса. В водном балансе озер, расположенных в районах недостаточного увлажнения, в расходной части преобладает испарение. Озера пустынь, полупустынь и сухих степей, как правило, бессточны. В приходной части баланса этих озер может преобладать приток или атмосферные осадки. На рис.3.1 приведены показатели водных балансов некоторых озер.

Наряду с географической зональностью важное влияние на структуру водного баланса оказывают азональные факторы, прежде всего морфометрические особенности озер и водосборов.

Показатель удельного водосбора A характеризует степень этого влияния на структуру водного баланса. Чем больше A , тем сильнее воздействие водосборного бассейна на водный баланс, тем больше доля притока в приходной части. С величиной удельного водосбора связано существование сточных и бессточных озер. Например, в водном балансе Пяозера (показатель удельного водосбора $A = 20,5$) до создания в нем подпора приток давал 91% приходной части, а сток — 91% расходной. Для Онежского озера, расположенного в подобных географических условиях ($A = 5,3$), приток и сток составляют 72 и 84%, соответственно.

Соотношение составляющих водного баланса положено в основу водно-балансовой классификации озер. По соотношению составляющих расходной части озера могут быть разделены на две группы — стоковые и испаряющие. В озерах первой группы сток превышает испарение с их водной поверхности. В озерах второй группы испарение преобладает над стоком. Озера каждой из этих групп в свою очередь подразделяются на три типа в зависимости от структуры приходной части: приточные,

нейтральные, дождевые. Как следует из названия, в приточных озерах в приходной части водного баланса преобладает приток с водосбора, в дождевых — в приходной части преобладают осадки, в нейтральных — имеет преимущественное равенство притока и осадков.

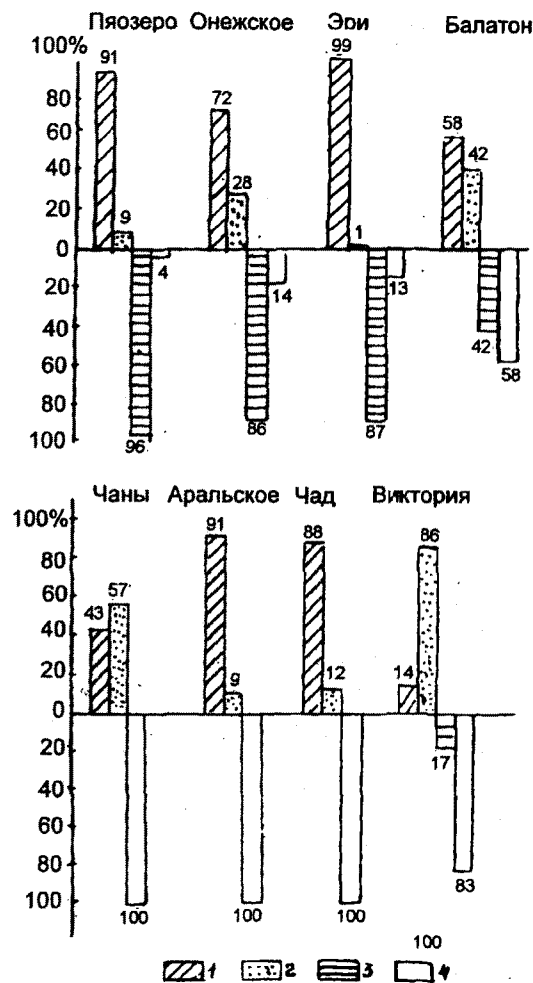


Рис. 3.1. Водный баланс некоторых озер мира (в процентах от прихода и расхода): 1 — приток в озера с водосборов; 2 — атмосферные осадки на зеркало озер; 3 — сток из озер; 4 — испарение с водной поверхности озер

Таким образом, стоковая группа включает стоково-приточные, стоково-нейтральные, стоково-дождевые озера. А в испаряющую группу входят испарительно-приточные, испарительно-нейтральные, испарительно-дождевые озера.

Стоковые озера являются характерным видом для увлажненных территорий, испаряющие — для засушливых.

Соотношение составляющих водного баланса и их абсолютные значения испытывают колебания, как по сезонам, так и по годам. Эти колебания обусловлены изменениями гидрометеорологических условий. Например, приток в Ладожское озеро в многоводном 1938 г. составил 90 км³ (превышение среднего многолетнего на 32%), сток из озера достиг 100 км³ (превышение среднего многолетнего на 35%). В маловодном 1940 г. приток не превышал 38 км³ (55% от среднего многолетнего), а сток — 42 км³ (57% от среднего многолетнего).

Особенности структуры водного баланса водохранилищ обусловлены сильным воздействием антропогенных факторов, именно они определяют характер расходной части баланса. В отличие от озер структура водного баланса водохранилищ не так сильно связана с географической зональностью. Соотношением приходной и расходной частей водного баланса определяются два особых периода в годовом цикле водного режима водохранилищ — наполнение и сработка. Наполнение осуществляется в период половодий, в остальное время имеет место сработка. Если водохранилища используются в основном для орошения, то сработка достигает максимума в вегетационный период, в водохранилищах ГЭС сработка максимальна в зимний период.

Озера и водохранилища оказывают влияние на сток. Это влияние заключается в регулировании стока, что связано с аккумуляцией воды в котловине озера или водохранилища, изменением величины стока, что обусловлено дополнительными потерями на испарение с водной поверхности. В период половодий озера и водохранилища запасают значительную часть объема воды. В меженный период запасенная вода поступает в реки, повышая значение минимального стока. Влияние озер и водохранилищ на сток сильно зависит от соотношения их размеров с размерами водного бассейна. В табл. 3.1. приведены водные балансы некоторых водохранилищ.

Водно-балансовая типизация водохранилищ отличается от типизации озёр. Для водохранилищ характерно большая внутригодовая изменчивость водного баланса по сравнению с

Таблица 3.1. Водный баланс некоторых водохранилищ мира

Страна	Водохранилище	Объем, км³		Приход				Расход			
				Приток		Осадки		Сток		Испарение	
		полный	полезный	км³	%	км³	%	км³	%	км³	%
Европа											
СССР	Рыбинское	25,4	16,6	33,2	92	2,80	8	34,1	95	1,90	5
	Куйбышевское	58,0	34,6	23,8	99	3,00	1	237	99	4,00	1
	Цимлянское	23,8	11,5	22,0	95	1,10	5	21,0	91	2,10	9
Азия											
СССР	Братское	16,9	48,2	91,9	98	1,80	2	91,8	98	1,87	2
	Бухтарминское	53,0	31,0	18,8	88	2,58	12	18,6	83	3,83	17
	Кайракумское	4,2	2,7	16,0	99	0,10	1	15,6	97	0,50	3
	Гандхисагар	8,45	7,68	6,68	93	0,57	7	5,36	75	1,79	25
Африка											
Гана	Вольта	148	90,0	41,6	78	11,9	22	40,0	75	13,3	25
Замбия	Кароба	185	46,0	59,0	95	3,11	5	53,5	86	8,62	14
Сев. Америка											
Канада	Лейк-Мид (Гувер)	37,5	34,0	13,3	99	0,10	1	12,3	90	1,30	10

колебаниями их среднегодовых значений. Согласно К. К. Эдельштейну (1998) водохранилища России могут быть разделены на 4 водно-балансовых типа:

- 1) глубокого сезонного регулирования стока;
- 2) умеренно сезонного регулирования;
- 3) неглубокого сезонного регулирования;
- 4) несущественного сезонного регулирования.

Разделение проводится по максимальной месячной доле аккумулятивной составляющей водного баланса. Водоохранилища каждого типа в свою очередь подразделяются на 3 подтипа: по соотношению интенсивности вертикального и горизонтального обмена. Дополнительная типизация может быть осуществлена по времени наступления водного режима — весеннего наполнения, весенне-летнего наполнения и сработки.

Для оценки объёма водохранилищ используется коэффициент условного водообмена K_B , равный отношению средней величины расхода воды в транзитном потоке воды, движущейся по водохранилищу, и среднему объёму воды в нём в течение расчётного периода (год или его часть)

$$K_B = \frac{Q_n + Q_c}{W_0 + W_\tau},$$

где Q_n — объём воды, поступающий с водосбора, Q_c — объём воды, сбрасываемой из водохранилища в нижний бьеф, W_0 и W_τ — объём воды, находившийся в водохранилище в начале и конце расчётного времени соответственно. Для установившегося транзитного равенства $Q_n = Q_c$, $W_0 = W_\tau = \text{const}$, поэтому $K_B = Q_n / W$. Коэффициент K_B показывает сколько раз в год (или за расчётное время) меняется запас воды в водохранилище. В этом случае предполагается, что роль испарения и осадков в водном балансе мала.

Колебания уровня воды

Характер колебания уровня воды в озерах и водохранилищах зависит от действующих факторов. Колебания уровня происходят вследствие движения воды (волны разных видов, течения, сгоны и нагоны), и из-за изменения объёма воды в водоеме, которые обусловлены, в свою очередь, ходом составляющих водного баланса. Колебания уровня, обусловленные

изменением водного баланса, Л.С. Берг назвал эвстатическими. Движения воды вызывают денивеляции — отклонения уровня от горизонтального положения при волновых движениях, сгонах и нагонах. В этом случае колебания будут различными в разных частях водоема.

Уровень воды в озерах меняется под воздействием природных факторов. В отличие от озер, водный баланс и уровень воды в водохранилищах определяются, в основном, антропогенными факторами.

В крупных водоемах на его различных участках уровни поверхности различаются между собой из-за денивеляций различной природы. Пусть площадь водоема равна f_0 , а площадь акваторий — $f_1, f_2, \dots, f_n$. Изменения уровня на этих участках обозначим как $\Delta H_1, \Delta H_2, \dots, \Delta H_n$. Средний уровень в водоеме H_c может быть определен по формуле:

$$H_c = f_1 / f_0 (H_c + \Delta H_1) + f_2 / f_0 (H_c + \Delta H_2) + \dots + f_n / f_0 (H_c + \Delta H_n).$$

При наличии ряда измерений для характеристики режима уровней используют средний и характерные уровни, определяют их повторяемость и обеспеченность. Для уровней озер характерен внутригодовой ход, а также многолетние и вековые колебания. Колебания уровней с внутригодовым ходом определяются географической зональностью и вертикальной поясностью. Колебания климата обуславливают многолетние и вековые колебания озер.

Кроме географической зональности, колебания уровней озер зависят от морфометрических особенностей водоемов, прежде всего величины удельного водосбора $A = F/f$. В озерах со значительными величинами ΔF амплитуды колебаний уровня больше, чем в озерах с относительно малой величиной ΔF . Например, среднегодовая амплитуда колебаний уровня Онежского озера, площадь водосбора которого в шесть раз больше площади зеркала, не превышает 1 м. В Кубенском озере, площадь водосбора которого в 40 раз больше площади зеркала, среднегодовая амплитуда колебаний уровня достигает уже 3,5 м. На рис. 3.2 приведены зависимости среднегодовых амплитуд колебаний уровней воды озер от удельных водосборов. Эти данные показывают, что более сильная зависимость амплитуды

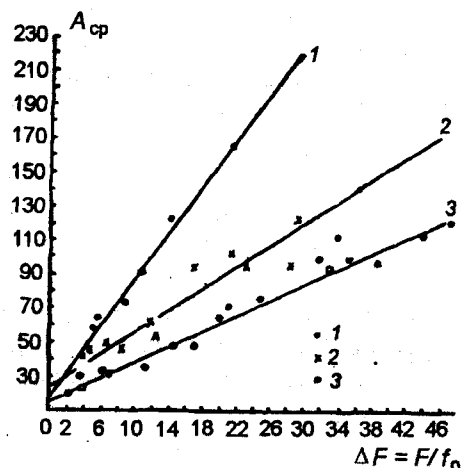


Рис. 3.2. Зависимости средних годовых амплитуд колебаний уровней воды ($A_{ср}$) от величин удельных водосборов (ΔF) озер центра европейской части СССР (1), Прибалтики (2) и Карело-Кольского района (3)

подпорный уровень на 0,5–1 м и может поддерживаться в течение короткого времени. Уровни сработки определяются следующим образом. Уровень ежегодной, так называемой диспетчерской сработки, водохранилище достигает при нормальной эксплуатации в средний по водности год. Проектный уровень наибольшей сработки достигается только в маловодные годы. Уровень наибольшей технически допустимой сработки — это уровень, сработка ниже которого приводит к нарушению нормальной работы ГЭС. Уровень наибольшего возможного опорожнения достигается при открытии всех водосбросов плотины.

В соответствии с определенными уровнями весь объем водохранилища делится на несколько частей, которые ограничиваются определенными выше уровнями. Объем форсировки расположен между уровнем форсировки и нормальным подпорным уровнем. Полезный объем, заключенный между нормальным подпорным уровнем и уровнем наибольшей технически допустимой сработки, используется для регулирования стока. Мертвый объем, который расположен ниже уровня наибольшей технически допустимой сработки, необходим

годового хода от удельных водосборов наблюдается в регионах со слабо зареглированным речным стоком.

Для водохранилищ определяется целый ряд проектных уровней, определяемых фазами гидрологического режима водохранилищ. Нормальный подпорный уровень (горизонт) может выдерживаться плотиной длительное время, этого уровня водохранилище должно достигать к концу наполнения в средний по водности год. Уровень форсировки превышает нормальный

для поддержания минимального напора на ГЭС, судоходных глубин, обеспечения работы водохранилищных сооружений.

Наряду с проектными уровнями для описания режима водоемов применяются характерные уровни, к которым относятся уровни наибольшей зимней сработки, начала и максимума весеннего наполнения, максимальный и минимальный уровни навигационного периода.

Важнейшая особенность водного режима водохранилищ по сравнению с озерами заключается в том, что размах внутригодовых колебаний уровня воды существенно больше, чем многолетние изменения среднего уровня. Эта особенность обусловлена технологическим регулированием гидроузлом внешнего водообмена и структуры водного баланса. Другой важной особенностью водохранилищ по сравнению с озерами является форма водной поверхности, представляющая собой кривую динамического подпора воды от гидроузла. В верховьях водохранилищ уклон водной поверхности имеет наибольшую величину. Размеры областей выклинивания динамического подпора и квазистатического подпора зависят от расхода воды, массы воды в водохранилище и морфологических особенностей водохранилища. В области выклинивания динамического подпора в динамике водообмена определяющую роль играет стоковое течение, потому диапазоны колебаний уровней водной поверхности в области выклинивания подпора зависят от колебания расхода и изменения поперечного сечения потока в водохранилище.

Рис. 3.3 (Эдельштейн К.К., 1998)

поясняет сказанное. В сильно вытянутых долинных водохранилищах область выклинивания подпора может многократно превосходить длину приплотинной части — области квазистатического подпора.

Согласно К.К. Эдельштейну (1998) типизация уровня режима водохранилищ может быть проведена следующим

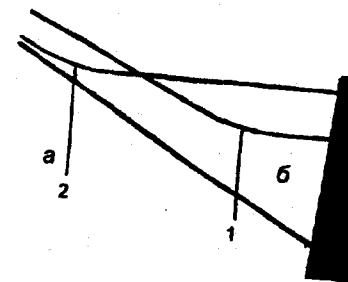


Рис. 3.3. Гидродинамические области водохранилища: выклинивания динамического подпора (а), квазистатического подпора (б) и положение разделяющего их створа в начале фазы наполнения (1) и в ее конце (2)

образом. Исходя из главного назначения водохранилищ — накапливать воду, в основу типизации колебаний уровня воды следует положить деление водного режима на тип по числу фаз в годовом цикле.

Однофазный тип режима характеризуется в течение всего года одной фазой равновесия с небольшими нерегулярными колебаниями среднегодового уровня вблизи нормального подпорного уровня. Однофазный режим характерен для долинных водохранилищ руслового типа, таких как Воронежское и Перервенское и др.

Двухфазный тип режима характеризуется двумя фазами наполнения и сработки. Этот тип режима уровней характерен для крупных водохранилищ глубоко сезонного и многолетнего регулирования стока.

Трехфазный режим подразделяется на четыре подтипа, которые различаются соотношением между фазой наполнения, сработки и равновесия вблизи какого-либо уровня (нормального подпорного уровня или уровня наибольшей проектной сработки). Этот режим характерен для крупных водохранилищ сезонного регулирования в составе гидроэнергетических каскадов.

Четырехфазный режим также подразделяется на четыре подтипа, различающиеся соотношениями между фазой наполнения, второй фазой наполнения, сработки, равновесия. Полифазный тип уровненного режима с числом фаз больше 5. Этот режим реализуется на Сталинградском водохранилище.

Разные подтипы четырехфазного режима реализуются на крупных водохранилищах многолетнего и глубоко сезонного регулирования (Рыбинское, Куйбышевское) и на небольших водохранилищах в составе судоходных путей (водохранилища на канале им. Москвы, на Волго-Донском канале).

ГЛАВА 4

ТЕРМО-ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОЗЕРАХ

4.1. Пространственно-временные масштабы гидрофизических процессов

Основные факторы, определяющие динамику озерных вод, можно классифицировать на внешние и внутренние. Внешние факторы подразделяются на постоянно и временно действующие. К постоянно действующим факторам относятся вращение Земли вокруг своей оси, приливообразующие силы, которые по сравнению с другими определяющими факторами не оказывают заметного влияния на формирование динамики вод в озерах. Представим схематично основные гидрофизические процессы в озерах (рис. 4.1.1.).

Долгопериодные климатические колебания с временными масштабами 20–30 и 6–8 лет, которые проявляются в изменчивости уровня и элементов водного баланса озер, также оказывают воздействие на протекание гидродинамических процессов. Колебания уровня озер с этими временными масштабами отмечены на озерах Онежском, Ладожском, Сайма, Балхаш, Чаны и на Великих американских озерах. Выявлены они были по данным длительных (около 100 лет) наблюдений за уровнем озер и их притоком и стоком. Некоторые авторы считают, что эти колебания статистически незначимы. Не останавливаясь подробно на этом дискуссионном вопросе, отметим, что по перечисленным выше озерам вероятностные оценки получены по временным рядам продолжительностью около 100 лет, а иногда и более, а для ряда такой продолжительности установленные за 6–8 и 20–30 лет цикличности являются в вероятностном смысле значимыми.

Эти долгопериодные колебания непосредственно не генерируют динамических процессов в озере, а отражаются на изменчивости притока и стока рек, в колебаниях уровня озер, меняя при этом форму и размеры водоема, что может привести к изменению особенностей циркуляции вод в озере, водообмена и перемеши-

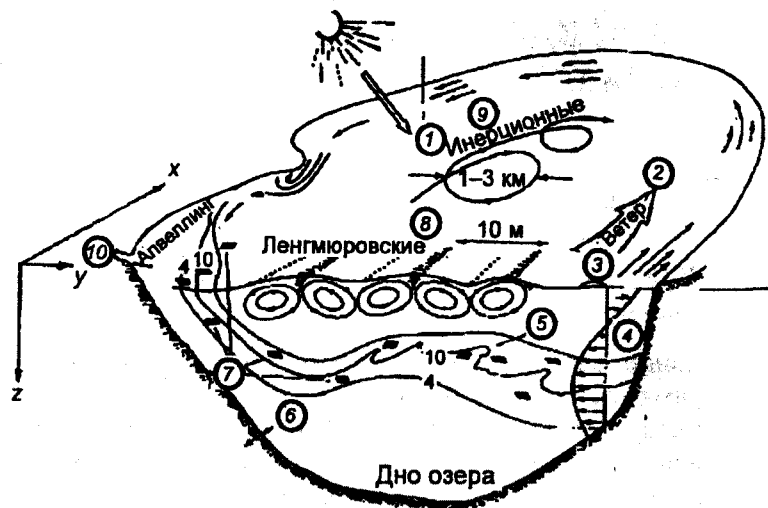


Рис 4.1.1. Схематичное представление основных гидрофизических процессов и явлений в озерах: 1 — солнечная радиация, 2 — напряжение трения ветра, 3 — поверхностные волны, 4 — сдвиг скорости потока, 5 — обрушение внутренних волн, 6 — обмен вода-дно, 7 — турбулентность, 8 — циркуляции Ленгмюра, 9 — инерционные течения, 10 — речные потоки

вания вод между отдельными его частями и в конечном итоге к изменению экосистемы озера, как это наблюдалось на озерах Севан, Балхаш, Чаны.

Другой важный фактор формирования течений в озерах — это нерегулярные, непостоянно действующие внешние источники, к которым относятся напряжение трения ветра, локальный термодинамический обмен через поверхность водоема, сток рек. Именно эти факторы определяют вероятностный, стохастический характер изменчивости динамики озерных вод.

Внутренними источниками динамических процессов являются неоднородности полей плотности (бароклинность) вместе с бароклинной и баротропной неустойчивостью, а также влияние морфометрии дна и берегов.

Взаимодействие внешних и внутренних факторов приводит к формированию сложного спектра динамики вод с несколькими максимумами. Стохастический характер колебаний позволил в свое время Р.В. Озмидову (1968) трактовать спектры движений с

позиций турбулентности с выделением в спектре крупно-, средне- и мелкомасштабных движений. Это так называемый турбулентный подход к описанию гидродинамических движений в море и озере. Анализ многочисленных натурных данных показал наличие квазипостоянных зон в спектрах течений и температуры воды, которые возможно идентифицировать с волновыми движениями. Спектры движений в озере можно рассматривать и с позиции „волнового подхода” (рис. 4.1.2).

Все разнообразие волновых движений, наблюдаемых в озере, можно разделить на капиллярные, инерционно-гравитационные, инерционные, гироскопические, длинные гравитационные (баротропные и бароклинные), топографические волны Россби, захва-

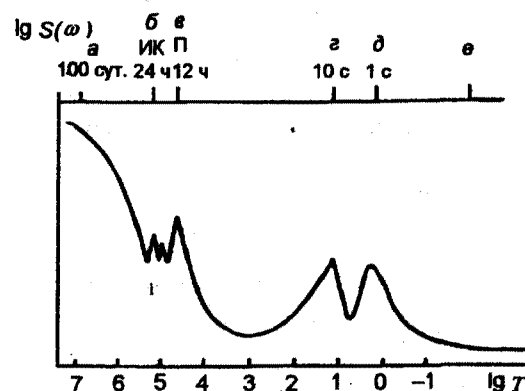


Рис. 4.1.2. Спектр волновых движений (Ле-Блон, Майсек, 1981). Волны: а — Россби, Кельвина, б и в — инерционные (Пуанкаре) и приливные колебания, г — зыбь, д — ветровые, е — капиллярные

ченные шельфовые и стоячие волны — сейши. Характерные минимальные пространственно-временные масштабы поверхностных волн в озерах ограничиваются капиллярными волнами. В крупных озерах минимальные частоты внутриволновых движений ω могут быть меньше локальной инерционной частоты f . Среди низкочастотных наблюдаются относительно долгопериодные (несколько суток) волны Кельвина и топографические.

Короткопериодные волны — капиллярные, ветровые, поверхностные и мелкомасштабная турбулентность не оказывают существенного влияния на общую циркуляцию.

В озерах наблюдаются не только волновые движения, но и вихри с пространственными масштабами, сравнимыми с размерами бассейна или его частей, моно- и диполи или грибовидные образования, меандры (особенно на фронте — термобаре),

струйные течения, шлейфы и факелы вод разнообразного происхождения (в том числе образованные речными потоками). Описывать эти движения необходимо с других, не „волновых”, позиций.

Как показали наблюдения за течениями и ряд косвенных факторов, существенная изменчивость динамических процессов приурочена к районам со сложной геометрией дна и берегов. Эти топографические особенности проявляются в формировании вихрей и меандрировании потоков.

Спектр наблюдающихся в озерах вихревых и волновых движений (рис. 4.1.3) широк и простирается от микровихрей, приводящих к диссипации энергии, до крупномасштабных вихрей — циркуляции, охватывающих все озеро. Описание крупномасштабных топографических вихрей возможно с использованием закона сохранения потенциального вихря. В настоящем исследовании мы не даем точного теоретического описания ряда обнаруженных в озерах движений, а лишь показываем разнообразие их проявлений для конкретных озер в разных географических

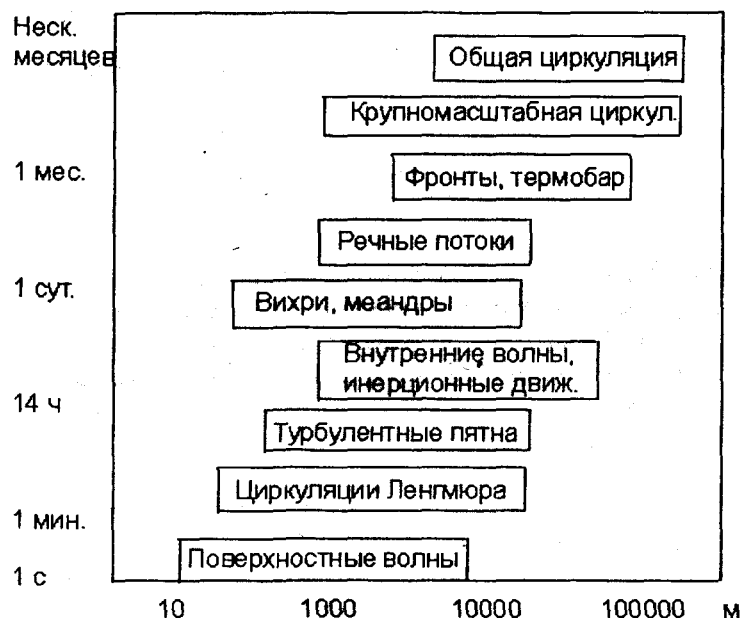


Рис. 4.1.3. Пространственно-временные масштабы динамических процессов и явлений в озерах

зонах при изменчивом комплексе гидрометеорологических условий, тем более что для ряда обнаруженных динамических явлений в озерах нет строгого теоретического объяснения.

Для наблюдения отдельных явлений в озерах (вихрей, фронтов, циркуляции, волн) мы привлекли по возможности все имеющиеся средства, контактные и дистанционные, в том числе и спутниковые. А вот для теоретического описания крупномасштабной циркуляции вод была использована гидродинамическая обработка данных наблюдений, или диагноз циркуляции по натурным данным, хотя известны и другие методы, которые для сравнения здесь также будут представлены. При диагностических расчетах возникает проблема несинхронности данных наблюдений и недостаточности пространственного разрешения имеющихся наблюдений для расчетов, в связи с чем использовалось согласование полей ветра, температуры воды и рельефа дна с фильтрацией, т.е. сглаживанием натурных наблюдений. Это так называемый адаптационный подход, разработанный А.С. Саркисяном (1986) для океана, а затем использовавшийся для морей и озер.

Диагностические и адаптационные расчеты впервые проведены для озер Онежского, Ладожского, Севан, Нисиярви (Филатов, 1991; Филатов, Демин, Сарккула и др., 1989).

Существенным преимуществом принятого подхода в отличие от других моделей описания динамики озерных вод является малая зависимость скорости рассчитанных на моделях течений от точности параметризации подсеточных процессов, или турбулентности. Как заметил Дж.Педлоски (1984) любая динамическая теория, которая решающим образом зависит от конкретного значения коэффициента турбулентной вязкости, на самом деле должна рассматриваться как имеющая шаткое основание.

Выполненное на основе измерений обобщение показало, что максимальные временные масштабы циркуляции вод в озерах ограничиваются движениями с временными масштабами от нескольких суток до нескольких десятков суток (см. рис. 4.1.3.).

В самых крупных озерах мира движений с большими временными масштабами нет, как нет постоянных циркуляций, подобных океаническим, таким как Гольфстрим и Куроисио. Озеро, с точки зрения динамики его вод, не имеет климата. Динамика вод озера представляется суперпозицией явлений (волновых, вихревых) синоптического и меньшего масштабов, хотя климатическая изменчивость может проявляться в колебаниях уровня и

элементов водного баланса. Вклад различных факторов в формирование динамики вод озер варьируется в зависимости от формы и размеров бассейна, особенностей стратификации, изменчивости полей ветра. Спектры течений и температуры воды меняются от очень простых форм, с 1–2 доминирующими максимумами на низкой частоте для малых озер, до полициклических для крупных глубоких стратифицированных водоемов озер. Это разнообразие движений для озер разных природных зон и размеров будет проиллюстрировано данными натурных наблюдений.

Проявления различных движений в озерах, как и в океане, иногда нельзя отнести ни к волновым, ни к вихревым, и в этом случае их определяют как волны-вихри. В особенности это относится к движениям в шельфовой зоне озер над неровностями дна (например, топографические волны-вихри). Существенная особенность геофизической гидродинамики — нелинейность большинства ее исходных уравнений. Оказалось, что в одних пространственно-временных масштабах формируются устойчивые динамические структуры, а в других такие структуры неустойчивы. Это так называемое явление самоорганизации геофизических полей (Монин, Озмидов, 1981).

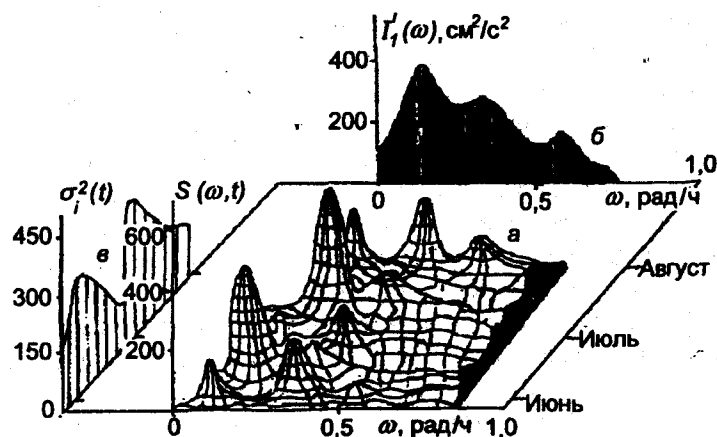


Рис. 4.1.4. Частотно-временной спектр Ладожского озера: а — частотно-временной спектр течений $S(\omega, t)$; б — осредненный по ансамблю реализаций частотный спектр; в — изменение кинетической энергии во времени

Имеется еще несколько проявлений самоорганизации динамических процессов, характерных как для океана, так и для озер: например, эффект отрицательной вязкости (Старр, 1971), когда малые возмущения передают энергию более крупным; возбуждение слабыми внешними сигналами мощных колебаний системы; конвекция и подчинение одних движений другими. Характерно все это и для озер; несмотря на кажущуюся непрерывность спектров течений, между пиками спектров в синоптическом масштабе (несколько десятков часов) и в меньших масштабах (часы-минуты) отмечается минимум (рис. 4.1.4).

Однако, хотя в спектрах течений существует зона с большей энергией, неправомерно говорить о главном факторе формирования озерной циркуляции. Так, например, ранее доказывалось, что главным фактором формирования циркуляции вод в крупных озерах является ветер или его неоднородность над акваторией либо совместный эффект бароклинности и рельефа дна и (или) ветра. Выявление главного фактора является неправомерным в силу нелинейного характера процессов.

4.2. Тепловой баланс

Протекание тепловых процессов в озерах и водохранилищах определяется поглощением энергии Солнца, энергообменом с атмосферой и дном водоема, перераспределением тепла вследствие переноса течениями и перемешиванием. Термический режим озер и водохранилищ определяется совокупностью взаимосвязанных тепловых процессов. Описание совокупного действия тепловых процессов на водный объект дается уравнением теплового баланса, выражающего закон сохранения и превращения энергии. Основными источниками тепла являются: поглощение водой суммарной лучистой энергии Солнца, поступление тепла из атмосферы в результате турбулентного обмена и конденсации водяного пара, приток тепла из грунта и теплых течений. Охлаждение воды происходит в результате эффективного излучения водной поверхности, испарения, теплоотдачи атмосфере и грунту дна, холодных течений. Для водной массы озера уравнение теплового баланса имеет следующий вид:

$$\pm R \pm LE \pm P + Q_{\text{пр}} - Q_{\text{ст}} \pm Q_{\text{ос}} \pm Q_{\text{л}} \pm Q_{\text{д}} = \pm \Delta W_{\text{в}}, \quad (4.2.1)$$

где R — радиационный баланс, равный разности проникающей радиации и эффективного излучения, $\pm LE$ — затраты на испарение или приток тепла при конденсации водяного пара на поверхность озера, P — турбулентный теплообмен поверхности озера с атмосферой, $Q_{пр}$ — поступление тепла с речным притоком, $Q_{от}$ — отток тепла за счет речного стока, $Q_{ос}$ — тепло, поступившее в озеро при выделении осадков, $Q_{л}$ — тепло, теряемое за счет образования или таяния льда, $Q_{д}$ — тепло, поступившее в результате теплообмена с донными осадками, ΔW — изменение теплозапаса водной массы водоема.

В уравнении теплового баланса, в общем случае, могут присутствовать и другие составляющие, имеющие, как правило, меньшую роль, например, тепловой приток за счет подземного питания и фильтрации воды через борта водоема, или потери солнечной энергии на биологические процессы и другие. Однако вклад этих дополнительных составляющих теплового баланса обычно мал по сравнению с основными составляющими, приведенными выше, и составляет доли процента. Удельный вес составляющих теплового баланса меняется в зависимости от гидрометеословий, что допускает упрощение уравнения теплового баланса при рассмотрении конкретных задач.

Теплозапас водной массы определяется по формуле:

$$W_s = \rho_s C_s T_s H_s, \quad (4.2.2)$$

где ρ_s — плотность воды, C_s — удельная теплоемкость воды, T_s — средняя температура воды, H_s — средняя глубина водоема.

Рассмотрим кратко основные составляющие теплового баланса (Богословский, 1960; Тихомиров, 1982). Радиационный баланс равен разности поглощаемой солнечной радиации и эффективного излучения воды:

$$R = Q_n(1 - A) - E_{эф}, \quad (4.2.3),$$

где Q_n — суммарная солнечная радиация, поступающая на водную поверхность, A — отражательная способность, альbedo водной поверхности, $E_{эф}$ — эффективное излучение водной поверхности. Суммарная солнечная радиация Q_n меняется в зависимости от времени года, облачности и прозрачности атмосферы, широтного положения водоема. Полуденная высота

Солнца определяет величину максимально возможного поступления суммарной радиации и почти линейно зависит от широты.

Адаменко и др. (1991) приводят различные эмпирические соотношения для радиационного баланса озер в зависимости от суммарной солнечной радиации Q , приходящей на сушу, географической широты ϕ , площади водоемов S , альbedo A . Приведем одно из таких эмпирических соотношений:

$$R = (1,468 - 0,0095\phi - 0,0096A)Q - (0,294 - 0,0035\phi) S^{0,04} \quad (4.2.4)$$

Величина суммарной солнечной радиации, приходящей на поверхность водоемов, может отличаться от суммарной солнечной радиации, приходящей на окружающий водоем сушу. Эта разница в величине суммарной солнечной радиации возникает, если размер водоема превосходит некоторый характерный масштаб в несколько десятков километров, и обусловлена различным режимом облачности над водоемом и сушей. В летний период суммарная радиация над водоемом больше, чем над сушей. Над крупными озерами и водохранилищами облачность меньше облачности над сушей на 5–10 %.

На Великих американских озерах суммарная солнечная радиация превышает радиацию над сушей в летние месяцы до 1,5 раз.

Большая прозрачность воздушных масс над крупными водоемами приводит к росту прямой радиации и уменьшению рассеянной, в результате наблюдается рост суммарной радиации. С другой стороны, рост влагосодержания атмосферы над водной поверхностью обуславливает уменьшение прозрачности. Однако это уменьшение прозрачности из-за роста влажности гораздо меньше уменьшения прозрачности над сушей, обусловленного влиянием аэрозолей. Меньшая аэрозольная мутность над озерами обуславливает увеличение суммарной радиации над озерами на 2–5 % по сравнению с сушей.

Величина суммарной солнечной радиации может быть рассчитана по формуле:

$$Q_n = Q_0[1 - (1 - k)n], \quad (4.2.5),$$

где Q_0 — суммарная солнечная радиация при безоблачном небе, n — средняя облачность в баллах, k — коэффициент, определяющий прохождение солнечной радиации через облака.

Существует целый ряд эмпирических формул для расчета Q_n , учитывающих сложную структуру облачности на различных горизонтах.

Альbedo водной поверхности сильно зависит от времени года. Для озер в летние месяцы значение альbedo меньше 10 %, а в зимние месяцы достигает 70 %. В табл. 4.2.1 приведены среднемесячные значения альbedo Ладожского и Онежского озер в период 1957–1962 гг. (Тихомиров, 1982).

Таблица 4.2.1. Альbedo (%) Ладожского и Онежского озер в 1957–1962 гг. (Тихомиров, 1982)

Озеро	Месяцы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ладога	39	44	50	31	10	9	9	9	10	10	15	26
Онега	59	67	69	44	9	6	6	7	8	11	13	32

Как следует из приведенных в таблице данных, альbedo резко возрастает с образованием льда и остается высоким до его разрушения. Более высокие значения альbedo Онежского озера в зимний период обусловлены более ранним ледоставом по сравнению с Ладожским озером, большей заснеженностью его поверхности и меньшей относительной площадью полыней.

Простая формула для определения альbedo, зависящая только от одного эмпирического параметра, получена Пивоваровым и др. (1972):

$$A = \frac{a}{b + \sin(h_c)}, \quad (4.2.6)$$

где h_c — высота Солнца, a и b — эмпирические константы.

В общем случае, задача определения альbedo является довольно сложной, так как его величина определяется большим количеством параметров. Например, Адаменко и др. (1991) приводят следующее уравнение для альbedo A :

$$A = 22,4 + 0,02h_c - 0,6n - 2,2h - 0,005M - 1,9Z_d - 0,07G, \quad (4.2.7)$$

где h_c — высота Солнца, n — облачность, h — высота волнения на поверхности водоема, M — мутность водоема, Z_d — прозрачность по белому диску, G — цветность воды. Большая

часть параметров, входящих в это уравнение, в настоящее время может быть определена дистанционными методами, что позволяет получать более достоверные оценки членов теплового баланса.

Суммарная солнечная радиация, поступающая на водную поверхность, имеет ярко выраженный сезонный ход. Для озер средних широт максимальное значение приходится на июнь и июль, минимальное на зимний период.

Радиационный режим озер и описание методов его расчетов подробно рассмотрено в монографии Адаменко, Кондратьева и др. (1991).

Эффективное излучение — разность между встречным излучением атмосферы и собственным излучением водной поверхности. Встречное излучение много меньше собственного излучения, поэтому поток эффективного излучения направлен вверх. Эффективное излучение зависит от свойств излучающей водной поверхности, облачности, прозрачности атмосферы. Эффективное излучение определяется следующим образом:

$$E_{\text{эф}} = E_{0\text{эф}} f(n, T, e) = (E_w - E_a) f(n, T, e), \quad (4.2.8)$$

где $E_{0\text{эф}}$ — эффективное излучение при отсутствии облаков, E_w , E_a — длинноволновое излучение водной поверхности и облаков, соответственно, $f(n, T, e)$ — функция, учитывающая влияние на эффективное излучение облачности n , температуры T и влажности атмосферы e . Значение длинноволнового излучения водной поверхности определяется формулой Стефана–Больцмана:

$$U = \delta \sigma T^4, \quad (4.2.9)$$

где δ — относительная излучательная способность, σ — постоянная Стефана–Больцмана, T — абсолютная температура излучающей поверхности.

Прямое определение турбулентных потоков тепло- и влагообмена с атмосферой требуют сведений о мгновенных значениях полей температуры и влажности. На основе полу-эмпирической теории турбулентные потоки выражаются через молекулярные коэффициенты, коэффициенты турбулентного обмена и градиенты соответствующих величин. Гипотеза квазистационарности потоков позволяет перейти к их

определению через средние величины на двух горизонтах. Именно этот метод получил наибольшее распространение.

Затраты тепла на испарение и конденсацию водяного пара на водной поверхности определяются формулой вида

$$LE = LC_1(e_0 - e_z)(1 + C_2 V_z), \quad (4.2.10),$$

где L — коэффициент удельного парообразования, e_0 — максимальная абсолютная влажность при температуре равной температуре поверхности воды, e_z — абсолютная влажность на высоте z , V_z — средняя скорость ветра на этой же высоте, C_1 , C_2 — эмпирические коэффициенты. Затраты тепла на испарение для неглубоких озер имеют наибольшие значения в период максимального прогрева июнь–август. Для глубоких крупных озер умеренной зоны максимальные потери на испарение наблюдаются в осеннее время. В период гидрологической весны, когда термобар делит озеро на теплоактивную и теплоинертную области, в теплоактивной области происходит испарение, а в теплоинертной — конденсация пара из атмосферы.

Турбулентный теплообмен между атмосферой и водоемом рассчитывается по формуле вида

$$P = C^1(T_0 - T_z)(1 + C^2 V_z), \quad (4.2.11) \times$$

где V_z — средняя скорость ветра на высоте z , T_0 , T_z температура на поверхности воды и на высоте z , соответственно, C^1 , C^2 — эмпирические коэффициенты. Направление потока тепла зависит от разности температур воды и воздуха. Таким образом, крупные озера в течение всего периода нагревания получают тепло из атмосферы, а отдают его только в холодный период. Небольшие озера получают тепло за счет турбулентного теплообмена только в начале весеннего периода, и все остальное время до наступления ледостава озера передают тепло в атмосферу.

Тепловой приток $Q_{пр}$ и тепловой сток $Q_{ст}$ зависят от суммарного притока и стока воды и ее температуры. Большую часть периода отсутствия льда речные воды теплее озерных вод. Максимальный тепловой приток в Ладожском и Онежском озерах приходится на май–август. В мае рост теплового притока обеспечивается, в основном, увеличением объема воды, а в июне–июле — увеличением температуры речной воды. Для крупных мелководных озер и водохранилищ характерен максимальный приток холодной воды в апреле мае и

преобладание стока прогретой воды над притоком в последующий период.

Количество теплоты, выделившейся при образовании льда толщиной h , можно определить по формуле:

$$Q_{л} = \rho_{л} h L_{л}, \quad (4.2.12),$$

где $\rho_{л}$ — плотность льда, $L_{л}$ — удельная теплота плавления льда.

Определение теплосодержания осадков $Q_{ос}$ довольно сложная задача. Это обусловлено, прежде всего, трудностью определения температуры и количества осадков, сильной пространственно временной неоднородностью их выпадения. Оценки (Тихомиров, 1982) показывают, что величина этого члена много меньше других составляющих уравнения теплового баланса.

В формировании тепловых режимов неглубоких водоемов важную роль играет теплообмен водных масс с водными осадками и грунтом. Особенно велика роль этого взаимодействия в предледоставный и зимний периоды. Величина этого теплообмена определяется переносом тепла теплопроводностью и переносом тепла грунтовыми водами. В пределах теплоактивного слоя донных осадков температура периодически изменяется, в период нагревания происходит аккумуляция тепла осадками и передача тепла водной массе озера в период охлаждения. Глубже теплоактивного слоя температура осадков изменяется незначительно. В неглубоких озерах теплосодержание донных отложений играет существенную роль в их тепловом балансе. Оценить теплосодержание теплоактивного слоя донных осадков $\Delta Q_{д}$ можно по следующей формуле:

$$\Delta Q_{д} = C_{д} T_{д} h_{д}, \quad (4.2.13),$$

где $C_{д}$ — удельная теплоемкость донных отложений, $T_{д}$ — средняя температура слоя донных осадков толщиной $h_{д}$. Величина теплового потока от дна водоема может быть выражена через градиент температуры $T_{д}$ в грунте и коэффициент теплопроводности грунта:

$$Q_{д} = \lambda_{д} (dT_{д} / dz). \quad (4.2.14).$$

Для крупных озер основными составляющими теплового баланса являются радиационный баланс, затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен водной поверхности с атмосферой. Подробное описание составляющих теплового баланса крупных озер (прежде всего для Онежского и Ладожского озера) выполнено Тихомировым (1982). Автор получил отношения основных составляющих теплового баланса за год, за период нагревания и период охлаждения к величине радиационного баланса. За счет радиационного баланса в течение года в крупные озера поступает до 90 % тепла. Основные потери тепла происходят за счет испарения — до 75% от годового значения радиационного баланса. Тепловые затраты на испарение в период охлаждения на крупных озерах составляют до 50 % годового значения радиационного баланса, что примерно в 2–2,5 раза выше тепловых потерь на испарение в период нагревания. Для средних и мелких озер умеренной зоны максимальные тепловые затраты на испарение приходятся на летние месяцы.

Турбулентный обмен с атмосферой за год составляет около 25 % годового значения радиационного баланса.

Используя основные составляющие теплового баланса, Тихомиров следующим образом определяет период нагревания и охлаждения озер. Если величина суммы основных составляющих теплового баланса является положительной, имеет место период нагревания, если сумма этих членов становится отрицательной, начинается период охлаждения. Интересно отметить, что период нагревания на Байкале начинается в марте, а заканчивается в сентябре. На Ладожском и Онежском озере период нагревания меньше на два месяца он начинается в апреле и заканчивается в августе.

В заключение раздела приведем термическую классификацию пресноводных озер. Существуют многочисленные термические классификации — Фореля, Йошимуры, Хатчинсона и Леффлера, Тихомирова и др. Все они, в той или иной степени используют существование температуры максимальной плотности пресной воды. Остановимся на одной из последних классификаций, принадлежащей Рянжину (1994), который провел анализ термических структур озер Северного полушария и

исследовал их зависимость от географической широты и высоты над уровнем моря.

Озера делятся на три основных класса по отношению экстремальных температур в годовом цикле к температуре максимальной плотности пресной воды — 4 °C. Этот критерий, несмотря на свою простоту, определяет число полных конвективных перемешиваний водной массы озера при максимальной плотности в годовом цикле. Озера подразделяются на холодные ($T_{\max} \leq 4\text{ °C}$), теплые ($4\text{ °C} \leq T_{\min}$), умеренные ($T_{\min} < 4\text{ °C} < T_{\max}$).

С другой стороны, все озера подразделяются на замерзающие и незамерзающие в годовом цикле.

Можно выделить четыре временных промежутка, характеризующихся преобладанием различных физических механизмов формирования термической структуры озера. Период весенне-летнего прогрева начинается с момента окончания термобара и заканчивается при максимальной в годовом цикле температуре поверхности воды. Прогрев водной массы озера происходит при положительных потоках тепла и плавучести. Формирующийся в этот период сезонный термоклин заглубляется при стабилизирующем действии потока плавучести. На границе озеро–дно поток тепла направлен из водной массы в донные осадки, происходит рост теплозапаса донных осадков. Период летне-осеннего охлаждения начинается после достижения максимума поверхностной температуры и заканчивается при осеннем термобаре. Охлаждение озера происходит при отрицательных потоках тепла и плавучести. Происходит дальнейшее заглубление термоклина. Донные осадки продолжают нагреваться до момента наступления осенней вертикальной изотермии водной массы. Период зимнего охлаждения характеризуется дальнейшим охлаждением поверхности озера при отрицательном потоке тепла и положительном потоке плавучести. В этот период поток тепла на границе озеро–дно направлен из донных осадков в водную массу. Период зимне-весеннего прогрева характеризуется положительным потоком тепла и отрицательным потоком плавучести. Этот период заканчивается в момент прохождения весеннего термобара.

4.3. Циркуляция вод в озерах и ее моделирование

4.3.1. Основные уравнения гидротермодинамики

Основным физическим принципом для описания течений в озерах является использование законов сохранения массы, импульса и энергии. Важнейшие гидродинамические явления в озерах могут быть описаны на основе уравнений гидротермодинамики.

Представим, согласно концепции Рейнольдса, главные составляющие в уравнениях Навье–Стокса в виде основной и турбулентной частей: $u = \bar{u} + u'$, $v = \bar{v} + v'$, $w = \bar{w} + w'$, $P = \bar{P} + P'$, $T = \bar{T} + T'$.

Используем для описания озер основные приближения, приемлемые и для моря:

приближение Буссинеска, которое заключается в том, что вариациями плотности ρ' можно пренебречь по сравнению со значениями плотности воды ρ_0 и поэтому плотность в уравнениях движения можно считать постоянной;

приближение гидростатики, смысл которого состоит в том, что вертикальная составляющая скорости мала и в этом случае ускорение по z намного меньше, чем гравитационное ускорение;

приближение несжимаемости жидкости;

бета-эффектом пренебрегаем ($\beta = 0$), так как горизонтальные размеры озера не настолько велики, чтобы изменения параметра Кориолиса с широтой были существенны, т. е. бета-эффект не учитывается.

Уравнения движения для озер, как и для океана записываются в следующем виде:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} - fv &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \mu \Delta u + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial u}{\partial z} \right), \\ \frac{dv}{dt} + fu &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \mu \Delta v + \frac{\partial}{\partial z} \left(\nu \frac{\partial v}{\partial z} \right). \end{aligned}$$

Уравнение неразрывности (без учета эффектов сжимаемости):

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

Уравнение гидростатики:

$$\frac{dp}{dz} = g\rho.$$

Уравнения движения и тепла замыкаются введением коэффициентов турбулентного обмена

$$\begin{aligned} \overline{u'u'} &= -k_L \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \overline{u'v'} = -k_L \frac{\partial u}{\partial y}, \quad \overline{u'w'} = -k_z \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \overline{v'u'} &= -k_L \frac{\partial v}{\partial x}, \quad \overline{v'v'} = -k_L \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \overline{v'w'} = -k_z \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \overline{w'u'} &= -k_L \frac{\partial w}{\partial x}, \quad \overline{w'v'} = -k_L \frac{\partial w}{\partial y}, \quad \overline{w'w'} = -k_z \frac{\partial w}{\partial z}, \\ \overline{T'u'} &= -A_L \frac{\partial T}{\partial x}, \quad \overline{T'v'} = -A_L \frac{\partial T}{\partial y}, \quad \overline{T'w'} = -A_z \frac{\partial T}{\partial z}, \end{aligned}$$

где u, v, w — компоненты скорости, T — температура, t — время, ρ_0 — средняя плотность, f — параметр Кориолиса ($f = 2\omega \sin \varphi$; φ — широта места; ω — угловая скорость вращения Земли), g — ускорение силы тяжести; k_L, k_z, A_L и A_z — коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии количества движения и тепла. Полагаем при этом, что режим турбулентных флуктуаций изотропен в горизонтальной плоскости и анизотропен в вертикальной. Введение коэффициентов турбулентного обмена k_L и k_z , безусловно, не самый лучший способ замыкания системы уравнений, но приемлемый для практического решения задач циркуляции вод. Если коэффициенты горизонтального обмена количеством движения и тепла в большинстве случаев полагают постоянными, то вертикальный обмен может быть задан как функция глубины водоема и скорости ветра, плотностной устойчивости и интенсивности турбулентности (например, параметризация Манка–Андерсона) или как функция многих параметров — так называемая одно- или двухпараметрическая модель турбулентности (Квон, 1979).

Молекулярной диффузией можно пренебречь, т.к. ее влияние по сравнению с переносом за счет турбулентных флуктуаций пренебрежительно мало.

Уравнение переноса тепла имеет вид

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} A_z \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} A_x \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} A_y \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{Q}{\rho C_w},$$

где T — температура; Q — приход тепла извне, например, от солнечной радиации; C_w — тепловая постоянная воды. Турбулентный перенос количества движения $\overline{u'u'}$, $\overline{v'u'}$, $\overline{u'w'}$ и тепла $\overline{w'T'}$ выражается через средние значения.

Уравнение состояния имеет вид

$$\rho = f(T, P, S),$$

где ρ — плотность воды; T — температура, P — давление, S — минерализация.

Термодинамическими параметрами, определяющими состояние вод пресного водоема, являются температура T , давление P , минерализация S , плотность озерных вод ρ . Наиболее полное уравнение состояния пресных вод получено Ченом и Миллером:

$$\rho_P = \rho_0 \left(1 - \frac{P}{K} \right)^{-1},$$

где $K = 19652,17 + 148,113 T - 2,293 T^2 + 1,256 \times 10^{-2} T^3 - 4,18 \times 10^{-5} T^4 + (3,2726 - 2,147 \times 10^{-4} T + 1,128 \times 10^{-4} T^2) P + (53,238 - 0,313 T + 5,728 \times 10^{-3} P) S$, где P — давление, S — соленость.

Наиболее часто в практических задачах для пресных озер используется предложенное Т.Саймонсом уравнение состояния, аппроксимирующее выражение для плотности без учета влияния глубины и минерализации, справедливое для диапазона температур 5–18 °C. Оно имеет вид

$$\rho = \rho_0 \left[1 - 0,68 \cdot 10^{-5} (T - 4)^2 \right].$$

Максимальная плотность озерных вод отмечается при температуре 3.98 °C (рис. 4.3.1). Эта зависимость плотности озерных вод от температуры приводит к ряду специфических, присущих только озерам явлений. Наиболее замечательное из них — термобар, или фронтальный раздел, который делит озеро как бы на две динамические зоны: одну прибрежную стратифицированную и другую гомотермичную глубоководную

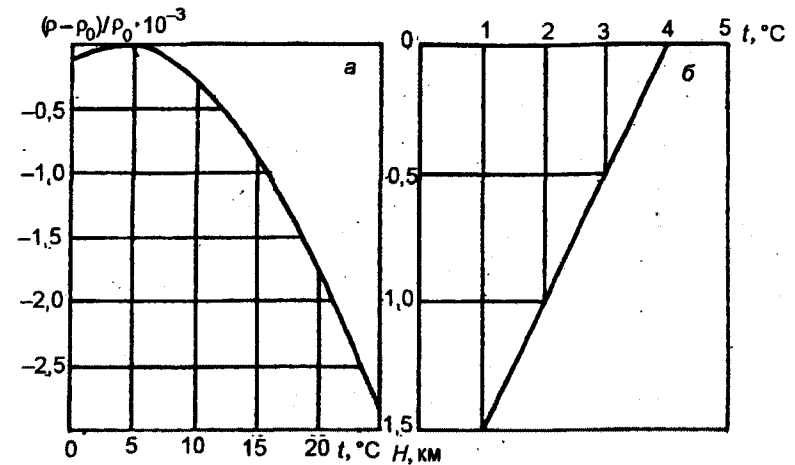


Рис. 4.3.1. Зависимость плотности пресных вод от температуры воды (а) и температуры максимальной плотности от глубины (б)

(обычно в озерах умеренного климата весной термобар возникает в мае, а исчезает в конце июня–начале июля, осенью термобар возникает в октябре и исчезает в декабре–январе). В этих зонах водоема наблюдается своеобразный динамический режим. В прибрежной (стратифицированной) зоне в формировании течений важную роль должны играть бароклинные эффекты, рельеф дна, влияние берега и речной сток; здесь наблюдаются внутренние волны, которые являются источником турбулентного перемешивания в толще вод. В глубоководной (нестратифицированной) зоне озера динамические процессы менее интенсивны. Здесь основную роль в формировании течений играет воздействие ветра на поверхность, а в зоне фронта существенное значение принадлежит конвективным процессам.

Для озер с горизонтальными размерами $L \gg H$ уравнения движения могут быть значительно упрощены, поскольку в этом случае градиенты давления и гравитационные силы доминируют. При несложных преобразованиях и гидростатическом приближении уравнение для вертикальной скорости находится интегрированием уравнения неразрывности от дна озера до произвольной глубины:

$$w = - \int_{-h}^z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz.$$

Расчеты течений в озерах на основе приведенной системы уравнений выполняются с граничными и начальными условиями и упрощениями, определение которых зависит от характера решаемой задачи, размеров озера и его гидрологического режима, а также выбора численных методов и возможностей ЭВМ.

При отношении глубины озера к его длине, равном $H/L \ll 1$, и при условии однородности жидкости, т.е. $\rho = \text{const}$, описание течений в озерах выполняется на основе „теории мелкой воды”. Предположение о несжимаемости жидкости и постоянстве плотности воды разделяет термодинамику и гидродинамику.

Изучение динамики озерных вод на основе „теории мелкой воды” приемлемо для мелководных однородных по плотности водоемов, таких как Белое, Кубенское и др. озера, Рыбинское, Можайское и др. водохранилища. Исключение составляют озера в период стратификации, которая в ряде водоемов достаточно сильна в летний период.

Важным для понимания гидродинамических процессов в озерах является понятие сохранения потенциального вихря.

Если $\omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ называется относительным вихрем, а $f = 2\omega \sin \varphi$ — планетарным, то их сумма представляет собой абсолютный вихрь.

Так как для озер величина f может считаться постоянной, то изменение вихря равно

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\omega_z + f}{H} \right) = 0.$$

При движении каждого столба жидкости величина потенциального вихря сохраняется

$$\Pi = \frac{\omega_z + f}{H} = \text{const}.$$

4.3.2. Классификация моделей

Математические модели можно классифицировать по нескольким признакам, например, по их мерности: одномерные (по вертикали или по горизонтали), двумерные (по вертикали или по горизонтали) и трехмерные модели. Наиболее простые, одномерные, модели обычно используются для моделирования речных потоков. Двухмерные модели применяются для изучения ветровых и сейшевых течений, штормовых нагонов и др. При моделировании общей циркуляции озера применяют двухмерные в горизонтальной плоскости модели, а при изучении течений в заливах и эстуариях — двухмерные в вертикальной плоскости.

Обычно используются следующие виды математических моделей ветровых течений: 1) интегральные модели (полных потоков), с помощью которых учитываются только проинтегрированные по вертикали течения и не моделируется вертикальный профиль течений; 2) стационарные модели ветровых течений для постоянной и переменной плотности вод; 3) нестационарные модели для баротропного и бароклинного озер.

Модели, используемые для изучения ветровых течений также подразделяются на экмановские, проинтегрированные по вертикали, многослойные и многоуровневые модели. Кроме этих моделей для расчета течений в озере используют динамический метод и различные трехмерные термогидродинамические модели.

При моделировании принято выделять два класса задач — прогностический и диагностический. В первом случае моделируется формирование взаимосвязанных полей течений, температуры и пограничных слоев атмосферы и озера. Решение задач этого класса сопряжено с большими трудностями численного расчета системы нестационарных нелинейных дифференциальных уравнений. Значительно упрощается решение задач о циркуляции в озерах при использовании данных, полученных при наблюдении полей температуры (плотности) и ветра (давления). В этом заключается смысл диагностических решений, которые нашли широкое применение в случае океанологических задач, а впоследствии и для исследования течений в глубоких стратифицированных озерах.

К специальному классу можно отнести модели, имитирующие мезомасштабные движения, такие как инерционные колебания, сейшевые течения, волны Кельвина, топографические и Пуанкаре, течения в зоне прибрежного апвеллинга,

когерентные структуры, циркуляции Ленгмюра, особенности термогидродинамических процессов на термобаре. Широкое использование в моделировании динамики вод озер, в особенности крупных и глубоких, получили модели, разработанные первоначально для океана.

Большинство крупных стратифицированных озер, за исключением небольшого количества (Балхаш, Иссык-Куль и др.), имеют пресную воду, замечательным свойством которой является наличие максимальной плотности при температуре около 4 °С, что приводит к формированию термобара, в значительной степени определяющего динамику вод озера, а также его химико-биологический режим. Важны сравнительно небольшие размеры озера, обуславливающие незначительность приливов и бета-эффекта и отсутствие из-за этого в озерах волн Россби, типичных для океана. Вместе с тем неоднородности рельефа дна способствуют формированию в озерах топографических волн Россби — аналогов океанических Россби-волн. Существенную роль играют в замкнутых бассейнах стоячие волны — сейши, которые при достаточно больших размерах озер расщепляются на моды с образованием волн Кельвина и Пуанкаре.

Спектры кинетической энергии движений в океане и крупных озерах во многом похожи. В этих спектрах отмечаются максимумы, связанные с инерционными, сейшевыми, суточными и синоптическими колебаниями, топографическими волнами, волнами Кельвина и Пуанкаре. В озерах очень слабы также приливные колебания. Несмотря на относительно небольшие размеры крупных озер, характерные значения основных гидрофизических характеристик (скорость течения, градиенты температуры, градиенты уровня и др.) сравнимы с океаническими. Из табл. 4.3.1 видно, что величины основных безразмерных параметров (числа Экмана, Россби и т.п.) динамики вод озер и океана близки или различаются только на один порядок.

Основываясь на полученных оценках (табл. 4.3.1), для описания динамики вод крупных озер возможно применять те же модели, что и для океана. Отличия моделей заключаются в следующем: учитывается или не учитывается соленость, применяются уравнения состояния для пресной или для соленой воды, имеют свои особенности различия параметризации подсеточных процессов и т.д. Больше того, выполненные исследования показали, что разрабатываемые для океана модели могут быть проверены и более надежно верифицированы на примере озера.

Все вышеперечисленное привело к разработке подпрограммы „Озеро как модель океана” (важными преимуществами проведения таких исследований в озерах являются большая техническая простота и гораздо меньшая стоимость основных работ): 1) легче организовать и провести натурные эксперименты и долговременные наблюдения температуры и течений, включая возможность мобильных и в то же время достаточно долгих по времени и обширных по пространству (при необходимости и для всего бассейна) постановок сети автономных буйковых станций (необходимых как для исследования особенностей динамики, так и для верификации моделей); 2) проще создание банков данных наблюдений (получаемых как контактными, так и дистанционными методами); 3) доступнее разработка методик для использования спутниковой информации при численном моделировании; 4) для проведения численных экспериментов, причем не только из-за малых размеров, но и вследствие относительно очень „короткой памяти” озер, особенно замерзающих, требуются гораздо меньшие сроки интегрирования по времени во многих задачах и особенно для получения стационарных решений; 5) задание граничных условий проще в условиях замкнутых водоемов (расходы рек в случае необходимости их учета, как правило, хорошо известны и доступны).

Таким образом, сходство основных динамических процессов позволяет в условиях хорошо контролируемых внешних и внутренних параметров небольших замкнутых бассейнов гораздо более просто, экономично и целенаправленно проводить необходимые исследования. Методологической основой проводимых сейчас исследований является комплексный подход, предполагающий как численное моделирование, так и связанную с ним систему необходимых наблюдений, включая гидрологические съемки, буйковые постановки, метеонаблюдения, наблюдения за уровнем. В качестве основного бассейна для исследований было использовано Онежское озеро (Филатов, Белецкий, Зайцев, 1990).

Первые два комплексных гидрофизических эксперимента на Онежском озере показали качественное соответствие модельных расчетов и наблюдений. Полезными для верификации моделей оказались результаты наблюдений не только за течениями, но и за уровнем озера (данные метеопостов). В то же время выявлялись проблемы, связанные с обработкой и фильтрацией натурных данных для параметризации и верификации моделей.

Математические модели динамики вод разделяются не только в зависимости от решаемых задач, но и по принципу полноты используемых уравнений. На практике применяется иерархия моделей, начиная от простейших в гидродинамическом смысле квазигеострофических до наиболее полных, основанных на “примитивных” исходных уравнениях движения. В некоторых случаях применение неполных уравнений с исключением, предположим, параметра Кориолиса, нелинейных членов или горизонтального турбулентного обмена может привести к неадекватным природе результатам, в особенности для сложных с точки зрения топографии бассейнов и при решении прогностических задач. Поэтому современные модели высокого уровня основаны на системе полных, неупрощенных уравнений геофизической гидродинамики. Поскольку обычно используются одинаковые исходные уравнения геофизической гидродинамики, в большинстве моделей допускается варьирование краевых условий, в связи с этим различие таких моделей заключается главным образом в методах пространственно-временной дискретизации исходных дифференциальных уравнений и в способах параметризации подсеточных турбулентных процессов. Качество разностных схем имеет существенное значение, в особенности устойчивость и консервативные свойства, что существенно при длительном процессе интегрирования по времени в прогностических задачах.

Как видно из табл. 4.3.1, 4.3.2., многие параметры, существенно различаются для озера и лабораторной модели. В связи с этим применимость лабораторного моделирования для исследования гидродинамики озер, в особенности крупных стратифицированных, ограничена. Лабораторное моделирование приемлемо для описания сейшевых и стоковых течений для озер, в которых эффектами вращения можно пренебречь. В этом случае озеро рассматривается как узкое.

Во всех Великих американских озерах, а также в Ладожском, Онежском, Байкал, Иссык-Куль и относительно небольшом оз. Несиярви эффекты вращения важны для формирования динамических явлений.

Таблица 4.3.1 Явления и процессы в океанах и озерах
(+, – показывают есть или нет определенного вида явления или процесс)

Процесс, явление, вид движений	Океан ($L = 10^3$ км, $H = 4 \times 10^3$ м)	Глубокие озера ($L = 10^2$ км, $H = 10^2$ м)
Волны Россби	+	–
Внутренние грав. волны	+	+
Солитоны	+	+
Волны Кельвина	+	+
Топографические волны	+	+
Стоячие волны-сейши	+	+
Акустические волны	+	+
Капиллярные и гравит. волны	+	+
Приливные движения	+	–
Синоптические вихри	+	–
Прибрежные потоки, струи	+	+
Мелкомасштабная турбулентность	+	+
Микроструктурные неоднородности	+	+, отсутствует механизм двойной диффузии
Стратификация	+	+, отсутствует постоянный термоклин
Фронты	+	+
Прибрежные апвеллинги	+	+

Таблица 4.3.2. Характерные значения безразмерных параметров

Параметр	Океан	Озеро
L/H	10^4	10^4
Число Экмана		
$E_H = K_v / fL^2$	10^{-3}	10^{-4}
$E_w = K_v / fH^2$	10^{-4}	10^{-2}
Число Россби $Ro = u/fL$	10^{-3}	10^{-2}
Параметр нестационарности $E = f/T_f$	10^{-4}	$10^{-2} - 10^{-3}$
Радиус деформации Россби:		
баротропный	1000 км	100 км
бароклинный	30 км	3 км
Отношение R/L	0,03	0,03

Целесообразным является широкое использование лабораторных физических моделей для описания ряда явлений: термобара, циркуляций Ленгмюра, фронтов и др.

Модели экмановского типа. Теоретические основы моделей ветровых течений разработаны для глубокого, однородного по плотности моря Экманом, для мелкого моря Свердрупом, а для озера Веландером.

Экман решил задачи чисто дрейфовых течений, возбуждаемых равномерным ветром, градиентных течений, обусловленных наклоном поверхности и, наконец, ветровых течений как суммы двух предыдущих.

Для глубоких озер модели экмановского типа применялись Веландером (Welander, 1968). В моделях этого типа полагают обычно, что отношение глубины к ширине и число Россби малы, приемлемо приближение гидростатики, а горизонтальным турбулентным обменом и нелинейными членами можно пренебрегать. Вертикальный турбулентный обмен параметризуется коэффициентами турбулентности. Распределение скорости течений по вертикали получается из аналитических решений через задание напряжения трения ветра о поверхность озера. Градиенты давления определяются численно из проинтегрированных по глубине уравнений.

Задачи экмановского типа решаются и аналитически. При этом рассчитывается полный поток или суммарный перенос масс воды по вертикали. Вводят функцию полного потока. Изолиния этой функции есть линия тока для полного потока, разность значений функций полного потока в двух точках определяет расход воды. Вычислить полные потоки можно, проинтегрировав уравнения от невозмущенной поверхности до дна, после чего получаем граничное условие для расчета уровня озера, а затем определяем течения на соответствующих горизонтах поверхности и дна озера. Так называемая глубина трения Экмана $D = \pi a$, на которой течение направлено в сторону, противоположную поверхностному течению, где $a = 1/\sqrt{2f/(2K_z)}$ — определяет толщину пограничного слоя. При $a \ll H$ море (озеро) принято называть глубоким.

В слое $0 < z < D$ кроме геострофического существенную роль играют дрейфовые течения, при этом профиль скорости в этом слое типичен для экмановского пограничного слоя. У дна в

слое D ($H > z > H - D$), где отсутствует дрейфовый перенос и существует придонное трение, образуется придонный экмановский пограничный слой.

Согласно классической теории Экмана, при постоянном значении K_z скорость течений экспоненциально убывает с глубиной, а вектор течений равномерно поворачивается вправо (при $f > 0$) от направления ветра. Теоретически угол отклонения на поверхности составляет 45° . Виттен и Томас обобщили экмановскую модель для озер с переменными коэффициентами турбулентного обмена. Ими обнаружено на этой модели увеличение скорости течений на некотором расстоянии от берега (струйный прибрежный поток или Coastal Jet) и постепенное затухание скорости в центральной части озера. Все это согласуется с результатами натурных наблюдений. Кроме того, Виттеном и Томасом были предприняты попытки усовершенствовать модель экмановского типа с учетом стратификации вод при помощи объединения двух моделей экмановского типа. Одна из них описывает эпилимнион, а другая — гиполимнион.

Эти модели получили распространение для описания отдельных частей озера или озер с простым рельефом дна и берегов.

Для бассейна с реальной морфометрией и с учетом стока рек А.И. Фельзенбаум (1960) разработал гидродинамическую модель расчета стационарной ветровой циркуляции при переменном значении коэффициента вертикального турбулентного обмена. При $H < h$ и $E_L < L$ в случае мелкого моря (озера) скорость течений рассчитывается по простой формуле. В этом случае эффект вращения считается несущественным. Горизонтальный турбулентный обмен не учитывается; ветер в модели Фельзенбаума может быть задан постоянным по модулю и неоднородным по пространству. На рис. 4.3.2. показан пример расчета течений Ладожского озера на сетке с шагом 7 км, включающей 326 внутренних узлов, ветер со скоростью 5 и 8 м/с для различных направлений задавался по наблюдениям на пяти озерных гидрометеостанциях (ОГМС). Приток и сток заданы как средние многолетние. Пример интегральной циркуляции вод в озере приведен при северо-северо-восточном ветре, имеющем скорость 8 м/с. Видно наличие трех основных круговоротов: одного циклонального, охватывающего центральную, западную и

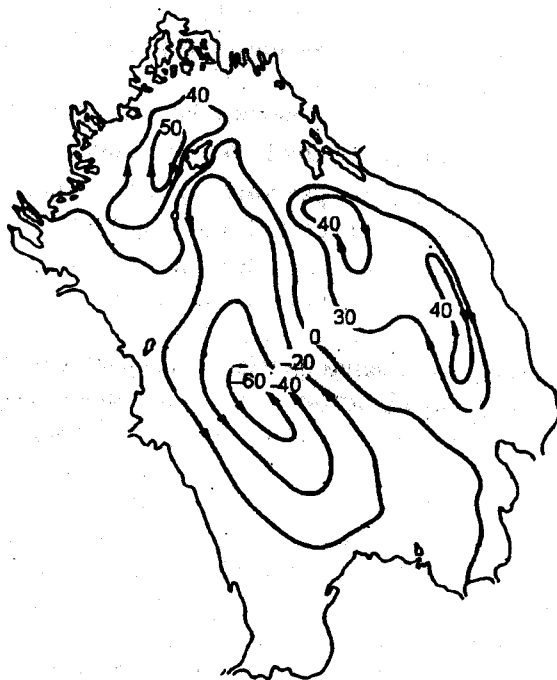


Рис.4.3.2. Схема интегральной циркуляции вод Ладожского озера

южную части озера, и двух антициклональных в северной и восточной частях озера. При противоположном направлении ветра характер циркуляции резко отличается. С помощью данной модели можно рассчитывать ветровые течения в глубоких озерах в периоды ранней гидрологической весны и поздней осени при термических условиях, близких к гомотермии.

Отклонение векторов течений по данным натурных наблюдений от модельных составляет угол $20-90^\circ$. К недостаткам данной модели относятся недоучет нелинейных эффектов, силы Кориолиса, бокового турбулентного обмена, трения о дно и принятие плотности озерных вод постоянной. И, наконец, неудовлетворительной представляется формула для определения K_z , основанная на неподтвердившейся гипотезе о зависимости коэффициента от глубины и скорости ветра. При использовании моделей подобного вида наблюдается достаточно простая картина течений без экмановского потока с течением "по ветру" в верхнем и противотечением в нижнем слоях воды.

Интегральные (двухмерные) модели течений. Описание циркуляции вод в озерах значительно упрощается в случае расчета интегрального по вертикали переноса вод. Исследование интегральной циркуляции вод началось с работ В.Б. Штокмана по теории полных потоков.

О.А. Андреева и Л.В. Воробьева рассчитали интегральную циркуляцию вод Ладожского озера при неравномерном поле ветра, линейно меняющем направление с юга на север.

При использовании линейной модели как наиболее простой получаются недостаточно удовлетворительные результаты для интегральной скорости. Нелинейная модель в случае больших скоростей течений и сравнительно малых глубин озера завышает эффект трения о дно. Как компромисс может быть использована квазилинейная модель, которую обычно применяют для расчета колебаний уровня при штормовых нагонах и для оценки циркуляции при различных завихренностях поля ветра. Они показали, что за счет берегов и учета трения о дно наблюдаются искривление линий тока и небольшие вихревые образования. При наличии ветра указанного направления течения (стоковые и ветровые) движутся в южной и центральной частях озера по циклональному круговороту, а при отсутствии ветра имеют место слабые стоковые течения, образующие общий циклональный круговорот с максимальными расходами вдоль западного и восточного берегов.

Интегральные модели с успехом применялись и для расчета штормовых нагонов в озерах Онтарио и Мичиган, Финском заливе (Клеванный, 1999) и др. водоемах. Однако, учитывая, что большую часть навигационного периода глубокие озера стратифицированы, предположение о постоянной плотности вод некорректно. В формировании течений важное значение имеет взаимное влияние полей скорости и плотности.

Для многих практических задач представляет интерес изучение трехмерной структуры поля скорости, особенно при моделировании экосистем.

Многоуровневые модели. Модели этого класса были разработаны для расчета циркуляции атмосферы, а затем нашли применение при моделировании циркуляции океана и озер.

Рассмотрим наиболее простую двухслойную модель, описывающую верхний (эпилимнион) и нижний (гиполимнион) слои узкого озера или залива, и модель, описывающую структуру течений для поперечного сечения озера.

Проанализируем двухслойную термическую структуру озера с хорошо перемешанными эпи- и гипolimнионами, имеющими в каждом слое постоянную температуру. Металимнион представляет собой бесконечно тонкий слой, на котором температура и плотность меняются скачком. При этом оказалось, что при относительно небольшом наклоне дна существует тенденция к увеличению расстояния прибрежного потока от берега и к расширению зоны прибрежного пограничного слоя. Средняя скорость течений увеличивается от весны к лету за счет бароклинности. Нелинейные эффекты не имеют большого значения при расчете скорости для двухслойных моделей.

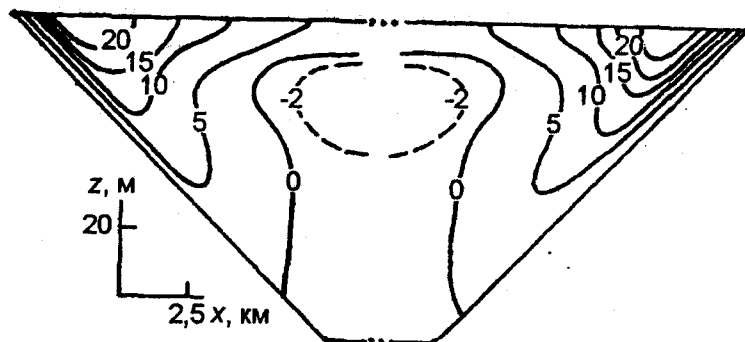


Рис. 4.3.3. Схема течений на поперечном разрезе через оз. Онтарио, рассчитанных по многослойной модели Беннета. Цифры на графике — скорость течений, см/с. Положительные значения — течения направлены на читателя.

Многоуровневая модель ветровых течений была разработана Беннетом для оз. Онтарио (рис. 4.3.3). Им была поставлена задача выяснить роль топографии дна и берегов и термической стратификации в формировании течений. В уравнениях движений для двухслойной жидкости учтены параметр Кориолиса и нелинейные члены. Течения возбуждаются горизонтально однородным ветром. Результаты расчета в виде полных потоков показаны на примере поперечного сечения озера.

Численные эксперименты с этой моделью показали, что структура течений как для однородного, так и для стратифицированного озера одинакова. В мелководных прибрежных районах при вдольбереговом направлении ветра

отмечается перенос масс воды по ветру с усилением скорости течений на некотором (порядка внутреннего радиуса деформации, несколько километров) расстоянии от берега. В глубоководной зоне озера имеет место перенос вод, обратный прибрежному потоку. При стратифицированном озере ширина зоны прибрежного потока (coastal jet) увеличивается по сравнению с однородным водоемом. При относительно небольшом наклоне дна существует тенденция к увеличению расстояния прибрежного потока от берега и к расширению зоны прибрежного пограничного слоя.

Средняя скорость течений увеличивается от весны к лету за счет бароклинности. Нелинейные эффекты не имеют большого значения при расчете скорости для двухслойных моделей.

Трехмерные модели динамики вод озер. При моделировании процессов в крупнейших озерах Америки (Верхнее, Гурон, Мичиган, Эри и Онтарио), Европы (Ладожском и Онежском), Азии (Байкал, Иссык-Куль) и Африки (Танганьика) важно учитывать стратификацию вод, наличие термобара, апвеллингов и даунвеллингов, внутренних волн Кельвина, Пуанкаре и другие эффекты, а для практических расчетов необходимо определять вертикальную составляющую скорости. Для этих целей требуется применять трехмерные модели. Их можно подразделить на диагностические и прогностические, в которых на поверхности водоема в качестве граничного условия задается поток тепла. Разработаны также и полупрогностические модели, в них на поверхности озера температура воды задается, а в толще вод рассчитывается с использованием уравнения для тепла. Созданы также динамико-стохастические модели с усвоением данных наблюдений и так называемый четырехмерный анализ, нашедшие применение для океана.

Остановимся подробнее на ряде трехмерных математических моделей, разработанных для расчетов динамики вод озер.

Наибольшее распространение получили модели Т. Саймонса, примененные для Великих озер Америки, озер Женевского (Швейцария) и Нesiярви (Финляндия). Им разработаны достаточно универсальные многослойные и многоуровневые модели в прогностическом и диагностическом вариантах. В моделях Саймонса используется относительно сложная параметризация для описания турбулентного обмена между слоями, рассчитывается интегральная функция полных потоков, определение которой достаточно не просто для неоднородных

областей, т.е. для озер с островами. В моделях А.С. Саркисяна, Ю.Л. Демина и Р.А. Ибраева (1991) предлагается в качестве интегральной функции использовать возвышение свободной поверхности озера. Это упрощает расчет для неодносвязных областей и позволяет верифицировать модель не только по изменениям горизонтальной составляющей скорости (вертикальную составляющую измерить пока достаточно сложно), но и по записи колебаний уровня, полученной лимнографами на островных, береговых станциях и на автономных станциях в открытом озере.

Модельные расчеты Т.Саймонса, А.Саркисяна, Ю.Демина и Р.Ибраева, и Е.Цветовой выполнялись с относительно небольшим шагом по времени — от нескольких минут до нескольких десятков минут. Вычисления велись до установления, которое контролировалось ходом кинетической энергии течений за время порядка нескольких суток, т.е. за синоптический период. Для озер под синоптическим периодом понимается время, характерное для метеорологических процессов, равное естественному синоптическому периоду, который составляет несколько суток.

В Институте математики и экономики РАН (Л.А.Руховец и др., 2000) разработана прогностическая модель, с помощью которой воспроизводится годовая климатическая циркуляция глубокого стратифицированного озера. Для этой модели должны точно выполняться законы сохранения тепла и массы. На поверхности водоема задается поток тепла. Принципиальным вопросом в моделях этого типа является соблюдение дискретных аналогов законов сохранения, что необходимо при расчетах на длительное время, в данном случае на многие годы. Для получения периодического решения были выполнены расчеты на 15 лет и более до появления периодичности у кривой теплозапаса озера.

Привлекательны модели, разработанные В.Квоном, однако им используется достаточно сложная параметризация, в частности К-ε-модель турбулентности, обеспечить которую достаточно обоснованно не представляется пока возможным из-за отсутствия необходимых экспериментальных зависимостей для озер.

Общей тенденцией при численном моделировании океанов и озер является использование все более мелких сеток для

описания подсеточных процессов, тем более что современные ЭВМ позволяют это делать.

Трехмерная прогностическая модель формирования полей течений для сезонных изменений была разработана Е.А.Цветовой для озера Байкал. Ею использовался принцип расщепления по физическим процессам, сущность которого состоит в том, что сложная задача преобразовывалась к решению более простых. В частности, решение состояло из трех этапов — перенос по траекториям, диффузия и согласование полей. Использование методов расщепления и вариационного принципа позволяет получить экономичный алгоритм для расчетов на ЭВМ. По результатам наблюдений за скоростью и направлением ветра, температурой воздуха рассчитываются типовые поля этих характеристик, а их чередование и продолжительность определяют методом Монте-Карло.

В 1980-90 гг. широкое распространение получили диагностические и адаптационные модели, позволяющие по заданным на основании наблюдений полям ветра, рельефа дна водоема и плотности воды определять поле течений. Суть этого подхода заключается в синтезе численного моделирования и данных наблюдений. „Чистое”, или прогностическое, моделирование из-за сложности корректного соблюдения законов сохранения, неоднозначности параметризации подсеточных процессов и неадекватности обеспечения моделей наблюдениями пока еще не нашли широкого применения. Методика расчета основана на последовательном применении диагностических и прогностических моделей. Адаптация полей связана с быстрыми волновыми процессами. В средних широтах — это инерционно-гравитационные волны, инициируемые шумом исходных полей. Поэтому время интегрирования прогностической модели относительно невелико — для морей и крупных озер средних широт не более 2–3 сут. Формальным критерием завершения адаптации является начальный период интенсивного спада кинетической энергии, сопровождающийся затуханием ее волнообразных колебаний, происходящих в средних широтах примерно на инерционной частоте. Невязка по скорости, достигаемая в конце адаптации, совпадает с получаемой в диагностическом варианте модели.

Модели, применяемые для исследования динамики озер, являются, как правило, модификациями моделей динамики океана. Широкое применение получила так называемая принстонская модель расчета в реальном масштабе времени (см. *Belecki, Shwab, 2000*).

4.3.3. Динамика вод крупных озер

Один из недостаточно изученных вопросов функционирования озерной системы — механизмы формирования и устойчивость течений в крупных озерах. С одной стороны анализ многочисленных длительных наблюдений на великих озерах мира свидетельствует о широком спектре изменчивости течений и температуры воды, который характеризуется полициклическим спектром с несколькими энергонесущими зонами, соответствующим временным масштабам синоптических, инерционных, сейшевых и других колебаний (рис. 4.3.4).

С другой стороны — получены результаты, которые показывают существование квазипостоянного циклонического круговорота. Обобщенные за длительный срок инструментальные измерения течений за 1969-74 гг. на Ладожском озере и рассчитанные на их основе повторяемость направлений и модуля скорости течений свидетельствуют о преобладании в озере циркуляции вод, направленной против часовой стрелки (рис. 4.3.5).

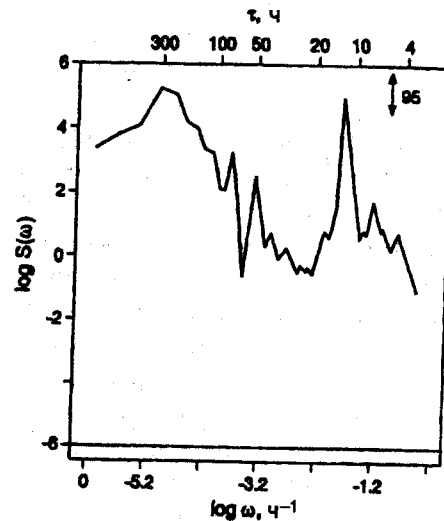


Рис. 4.3.4. Линейный инвариант симметричной части тензора спектральной плотности течений Онежского озера. Открытая часть озера. Горизонт измерений 20 м

Методологической основой проводимых исследований является комплексный подход, предполагающий как численное моделирование, так и связанную с ним систему необходимых наблюдений, включая гидрологические съемки, постановку буйковых станций, метеонаблюдения, наблюдения за уровнем. В качестве

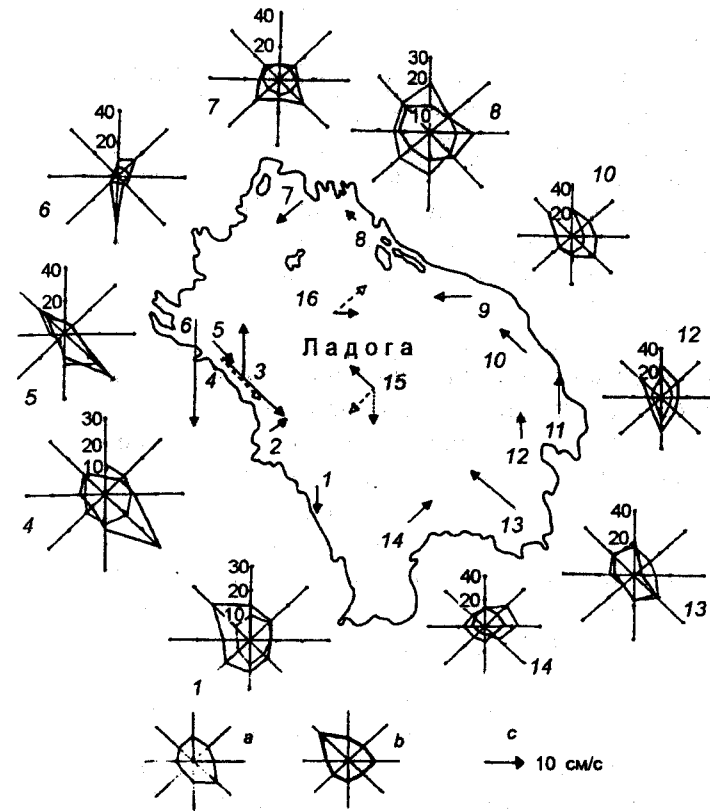


Рис. 4.3.5. Осредненные за длительный период 1969-1974 гг. данные о течениях (направления и скорости) Ладожского озера

оптимального с точки зрения организации работ бассейна для исследований выбрано Онежское озеро ввиду того, что характерные размеры этого озера позволяли провести квазисинхронную и повторные съемки полей температуры воды на сетке станций с шагом 1-3 км за период меньший синоптического, т.е. менее, чем за 3 суток. В то время как подобные съемки на Ладоге, Онтарио или Байкале требуют 5-7 и более дней. Для выявления механизмов формирования, трансформации процессов переноса в крупнейших озерах на Онежском озере был выполнен комплексный эксперимент "Онего", не имеющий по полноте и продолжительности аналогов на других озерах. Использование в работах по верификации разнообразных моделей на примере

Онежского озера по программе „Разрезы” стимулировало изучение гидродинамики водоемов и позволило определить наиболее оптимальные модели для озер с разными размерами и гидрологическими режимами (Beletsky, et.al., 1994).

Полезными для верификации моделей оказались результаты наблюдений не только за течениями, но и за уровнем озера по данным метеопостов, в связи с тем, что в моделях адаптации и диагноза в качестве интегральной характеристики рассчитывалось возвышение свободной поверхности. В то же время выявлялись проблемы, связанные с обработкой и фильтрацией натурных данных для параметризации и верификации моделей. При проведении исследований формирования течений в масштабах от синоптического до климатического выполнялись следующие работы: а) внедрение современных методов спектрального анализа наблюдений с учетом векторного характера процессов; б) использование методов классификации (сегментации, кластеризации, идентификации и т.д.) физических процессов; в) оценка прогрессивных и квазистоячих возмущений и взаимосвязей разных процессов; г) выяснение вопросов, связанных с потоками энергии по спектру; д) оценки параметрической чувствительности моделей.

При изучении динамики вод озера применялась иерархия моделей, начиная от простейших в гидродинамическом смысле квазигеострофических до наиболее полных, адаптационных и прогностических, основанных на „примитивных” уравнениях движения (Саркисян, и др., 1986). Уравнения движения, неразрывности и состояния рассматривались в разделе 4.3.1. Граничные условия могут задаваться в следующем виде:

$$\begin{aligned} p_0 v \frac{\partial v}{\partial z} &= -\tau_s, \quad w=0, \quad \frac{\partial T}{\partial z}=0 \quad \text{при } z=0, \\ p_0 v \frac{\partial v}{\partial z} &= -\tau_b, \quad w=u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y}, \quad \frac{\partial T}{\partial n}=0 \quad \text{при } z=H(x, y), \\ v_n &=0, \quad \frac{\partial T}{\partial n}=0 \quad \text{при } z=0, \end{aligned}$$

где $v = (u, v)$ — вектор горизонтальной скорости, $\tau_s = (\tau_{sx}, \tau_{sy})$ — напряжение трения ветра, $\tau_b = (\tau_{bx}, \tau_{by})$ — трение у дна, n и τ — нормальное и тангенциальное напряжение.

Было показано (Демин, Филатов, 1989), что в некоторых случаях применение неполных уравнений (с исключением, предположим, параметра Кориолиса, нелинейных членов или горизонтального турбулентного обмена) приводит к неадекватным природе результатам. В особенности это свойственно для сложных с точки зрения топографии бассейнов (Филатов, 1991; Filatov et al. 1989). Поэтому для Онежского и Ладожского озер применялись модели высокого уровня, основанные на системе полных, неупрощенных уравнений геофизической гидродинамики. Поскольку обычно используются одинаковые исходные уравнения геофизической гидродинамики, в большинстве случаев допускалось варьирование краевых условий, в связи с этим различие таких моделей заключается главным образом в методах пространственно-временной дискретизации исходных дифференциальных уравнений и в способах параметризации подсеточных процессов. Выбор коэффициентов турбулентного обмена осуществлялся на основе имеющихся данных (Филатов, 1983; Murthy, Filatov, 1981), но для диагностических и адаптационных моделей их выбор не имел принципиального значения. Расчеты на диагностических и адаптационных моделях (Демин, Ибраев, 1989) проводились для возвышения свободной поверхности воды.

Далее приведем результаты анализа полей течений, температуры воды по данным диагностического моделирования, данных ИК-наблюдений с самолета лаборатории, а также спутника НОАА за 1969-1989 гг. для весеннего периода. При термобаре в мае-июне сказывается преобладание циклонической циркуляции вод в стратифицированной области Ладожского и Онежского озер. По данным регулярных 20-летних наблюдений со спутников и самолета-лаборатории была определена повторяемость, время генерации, релаксации экмановских прибрежных апвеллингов и их местоположения для разного комплекса условий: синоптической ситуации, сезона, особенностей стратификации вод.

Летом циркуляция вод становится неустойчивой. При изменениях поля ветра с синоптическим масштабом наблюдается синхронная перестройка полей температуры воды и скорости течений. Эти состояния термогидродинамических полей по аналогии с атмосферой назовем „погодой”. Состояния, осредненные за период больший синоптического — сезон, годы или многолетний период — назовем „климатической”

циркуляцией вод (рис. 4.3.6.). Своеобразным индикатором смены гидрологической погоды выступают экмановские прибрежные апвеллинги (ЭПА). В определенные периоды они могут охватывать до 20-30 % акватории озер. Продолжительность жизни экмановских прибрежных апвеллингов составляет несколько суток, а процесс их эволюции может быть описан тремя фазами: генерация, установление, релаксация. Причем при смене фаз наблюдается перестройка циркуляции вод в озере. Наблюдения и численные эксперименты на Онежском и Ладожском озерах показывают, что экмановские прибрежные

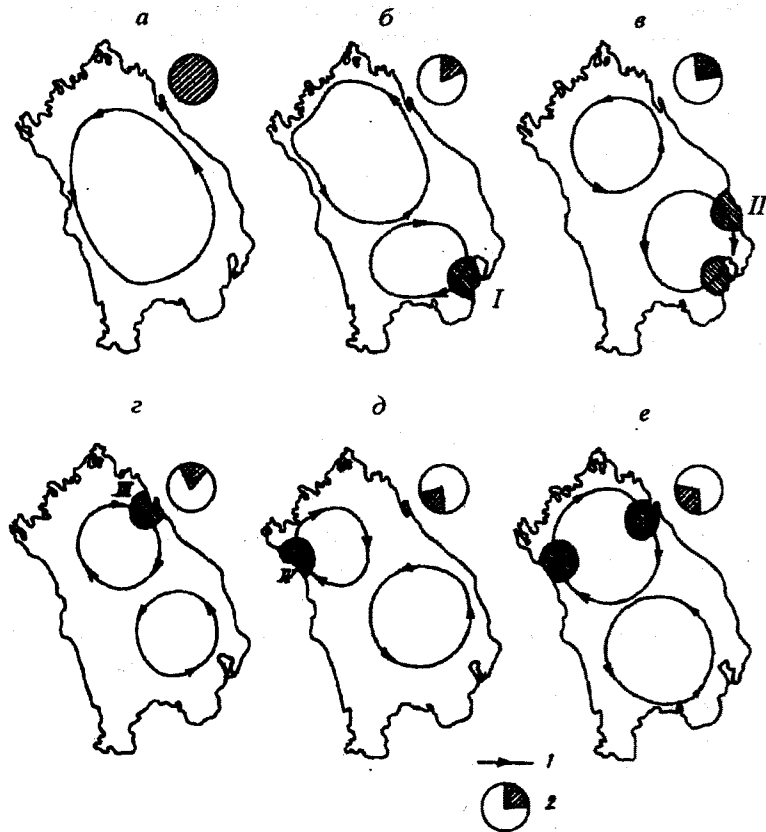


Рис. 4.3.6. Схема интегральной циркуляции вод Ладожского озера для различных сезонов года по данным многолетних наблюдений со спутников, самолета и моделирования на диагностической модели: 1 — направление циркуляции вод, 2 — направление скорости ветра по данным гидрометеостанций

апвеллинги возникают спустя несколько часов после воздействия ветра определенного направления, продолжительностью более половины инерционного периода.

В летний период в озере начинает формироваться двухячейковая циркуляция вод, отличительной особенностью последней является наличие узких, порядка сотен метров вдоль береговых потоков и более широкого, но менее интенсивного возвратного течения в глубоководной части озера. Продолжительность фазы генерации обычно составляет несколько суток. За этот период течения в озере выходят на стационарный установившейся режим. Особый интерес вызывают случаи, когда под воздействием сильных ветров со скоростью более 5 м/с термоклин выходит на поверхность и образуется фронт апвеллинга (рис. 4.3.7).

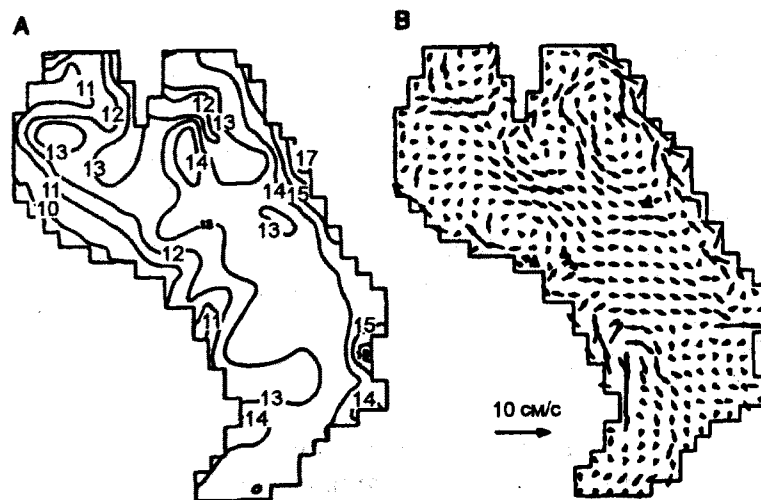


Рис. 4.3.7. Распределение температуры и течений Онежского озера на горизонте 10 м в летний период при апвеллинге. По данным наблюдений и расчетов на диагностической модели

Размывание и/или полное разрушение термоклина на значительной части озер в процессе апвеллинга приводит к усилению водообмена между поверхностными и глубинными слоями озера, следствием чего является “вентиляция” толщи вод и насыщение ее кислородом, а также перераспределение

биогенных веществ. Таким образом, прибрежные апвеллинги являются важнейшим элементом, определяющим функционирование экосистемы большого озера.

При ослаблении или прекращении ветра начинается процесс релаксации экмановских прибрежных апвеллингов, в результате которого наблюдается восстановление термоклина и ослабление процессов обмена между эпи- и гипolimнионами. Градиенты температуры воды на поверхности во фронте апвеллинга составляют до 2,50 °C/км. Циркуляция вод в озере в этот период состоит из нескольких круговоротов, наиболее значительные из которых носят циклонический характер. Фронт апвеллинга продвигался вдоль восточного берега озера на север в направлении распространения волны Кельвина, вытесняя холодную воду, поступившую в верхние слои озера при апвеллинге. При этом отмечается тенденция усиления циклонической циркуляции вод, охватывающей большую часть озера. В центральной части озера в результате меандрирования фронта апвеллинга образовался циклонический вихрь с горизонтальными размерами порядка нескольких километров.

При релаксации апвеллинга происходит восстановления купола холодных вод. Вследствие этого в период стратификации в Онежском озере как и других крупных озерах: Американских великих (Bennett, 1978; Csanady, 1977); Байкал (Hohmann, Kipfer, et al. 1997) существует устойчивая тенденция формирования циркуляции вод циклонического типа. Эта тенденция будет проявляться при большем масштабе осреднения поля течений, чем синоптический.

4.3.4. Некоторые закономерности изменчивости динамики вод в разнотипных озерах

В крупных глубоких озерах, имеющих пространственные масштабы $L > R_E$, где R_E — внутренний радиус деформации Россби, доминируют процессы, временные масштабы которых больше нескольких суток и близки к локальной инерционной частоте $\sim f$, для средних широт ($\varphi = 40-60^\circ$) эти временные масштабы составляют 14–17 ч.

Для изучения особенностей гидродинамики озер нами были исследованы ряд озер, отличающихся по своим параметрам. При этом были проведены как измерение на автономных буйковых станциях, так и моделирование. Применялся широкий класс

моделей (диагностические, адаптационные, прогностические). В табл. 4.3.3 представлены некоторые параметры исследуемых озер.

Таблица 4.3.3. Характерные размеры исследуемых озер и оценки фазовой скорости и радиуса деформации Россби

Озеро	Размеры, км ²	Средняя глубина, м	Фазовая скорость и радиус деформации Россби			
			баротропная		бароклиная	
			C_f , м/с	R_E , км	C_f , м/с	R_E , км
Ладожское	200×100	51	22	220	0,16	2–5
Онежское	100×30	30	18,	180	0,14	2–4
Большой Севан, Армения	30×25	25	14	40	0,08	1–3
Несиярви, Финляндия	15×10	15	20	100	0,14	2–5
Красное, Карельский перешеек, Россия	7×1	10	10	100	0,04	0,5–1
Рыбинское водохранилище, Россия	40×20	8	9	90	0,03	1,0

Из таблицы можно сделать вывод, что в озерах вряд ли возможно существование баротропных волн Россби, так как баротропный радиус деформации Россби сопоставим с характерными горизонтальными размерами водоема, а фазовые скорости стратифицированных движений в прибрежной зоне достаточно малы и составляют для водоемов разных размеров 3–14 см/с. Прибрежные стратифицированные движения сосредоточиваются по приведенным оценкам бароклиного радиуса деформации Россби на расстоянии 0,5–5 км от берега.

Под прибрежной зоной, ввиду отсутствия строгого ее определения, при рассмотрении гидродинамики озер будем понимать область, в которой существуют внутренние волны Кельвина, захваченные шельфовые волны, прибрежный поток (coastal jet) с относительно высокой скоростью. Ширину этой зоны условно считают равной R_E , в летний период она составляет несколько километров и варьирует в зависимости от наклона шельфа и ха-

рактера стратификации. В открытой центральной части озера изменчивость течений и температуры воды вызвана в основном внутриволновыми движениями типа волн Пуанкаре. В прибрежной зоне эти волны встречаются редко, так как здесь существуют сильные течения, наблюдаются реверсивные потоки и доминируют бездисперсные волны Кельвина, которые распространяются вдоль береговой линии против часовой стрелки. В крупных глубоких озерах в низкочастотной области спектра отмечаются также баротропные топографические волны, период которых может иногда быть близок к периоду внутренних волн Кельвина. В зависимости от наклона дна и берегов скорости распространения волн Кельвина и топографических волн могут не совпадать. В прибрежной зоне крупных глубоких озер в верхнем слое проявляются суточные колебания радиационного происхождения. В области частот $\omega > f$ отмечаются колебания с частотами, кратными ω , связанные со стоячими внутренними волнами, период которых может быть близок к периоду баротропных стоячих волн. Это так называемые волны первого рода. Внутренние сейши второго рода имеют период, в несколько раз больший, чем поверхностные (Малинина, 1966), но близкую к поверхностным длину волны. В озерах, размеры которых меньше нескольких R_E , с глубинами $H \leq 10$ м волны Пуанкаре выражены слабо и существуют в течение всего 1–2 инерционных периодов.

Динамика элементов спектральной структуры течений разнотипных озер была проанализирована с применением аппарата теории нестационарных случайных функций. К принципиальным можно отнести следующие выводы о спектральной структуре течений:

1. Амплитуда основных энергетических колебаний меняется во времени с синоптическим периодом.
2. Степень анизотропии основных энергонесущих колебаний возрастает с увеличением энергии колебаний.
3. Отмечается некогерентное изменение энергии основных колебаний.

В частности, фазовые сдвиги синоптических и инерционных движений указывают косвенно на возможные нелинейные взаимодействия между спектральными составляющими; имеет место „перекачка” энергии из одной области спектра в другую, например, при ослаблении синоптических и инерционных движений увеличивается энергия суточных колебаний. В высокочастотной

области спектра при $\omega > f$ нет относительно постоянных максимумов. Здесь спектры температуры воды и вертикальных смещений термоклина аппроксимируются наклоном ω^a ($a = 1,7-2,5$) и согласуются с моделью внутренних волн Гаррета–Манка для океанов, но уровень их энергии для озер существенно меньше. В зимний период кинетическая энергия колебаний течений в синоптическом и мезомасштабах почти на порядок меньше, чем в период летней стратификации, что указывает на важную роль внутриволновых движений в озерах.

4.3.5. О верификации моделей течений

В настоящее время разработана иерархия математических моделей термогидродинамических процессов, описывающих широкий спектр явлений, происходящих в реальных водоемах. Не всегда удается однозначно интерпретировать результаты численных экспериментов и оценить их по данным натурных наблюдений. Успешное решение задачи верификации математических моделей зависит от четкости постановки задачи и ясного определения понятий, которыми оперируют при верификации, от того, в каком виде представляются наблюдения, период их осреднения и способы фильтрации для сравнения с результатами численных экспериментов. Принцип верифицируемости рассматривается, во-первых, как критерий научной осмысленности и в этом качестве он подлежит анализу в рамках философских категорий, а во-вторых, как критерий истинности или ложности представлений, полученных на моделях.

Согласно философским определениям, ни одна теория не может быть эмпирически проверена путем перебора всех возможных случаев. Некоторые философы пытались разработать критерии оценки исходя из вероятности ее „истинности” в свете имеющихся экспериментальных данных. Так разрабатывалась система индуктивной логики, которая позволила бы исследователю с максимальной объективностью делать выбор между соперничающими теориями и системами объяснений. Разработка такой логики подтверждения наталкивалась на две трудности: первая была связана со способом определения подходящих проверочных испытаний для рассматриваемой гипотезы, а вторая — с разработкой индуктивных правил, с помощью которых можно было бы приписать этой гипотезе

некоторую степень подтвержденности. Обе эти задачи так и остались до конца не решенными.

Существует также „бихевиористская” точка зрения на проблему верификации, согласно которой принятие или непринятие гипотезы — это скорее дело убеждения, чем логики. Процедура верификации является лишь звеном в системе правил, которую признают как часть преобладающей парадигмы системы знаний, поэтому приходится заниматься лишь теми задачами, которые могут быть решены в рамках данной системы правил. „Подтверждение” достигается путем использования определенных эвристических правил. Эти правила устанавливаются в соответствии с системами знаний, существующих на данном уровне. Трудности верификации состоят в отсутствии строгой индуктивной логики доказательства истинности модели (гипотезы). Поэтому процесс верификации зависит от четкого представления о том, что данная модель описывает и что получается в ходе натурных экспериментов, т.е. знание закономерностей, в частности, исследуемых нами динамических процессов, полученное в результате анализа многолетних натурных наблюдений путем изучения оценок вероятностных характеристик течений при разном комплексе условий, позволило обосновать выбор периода осреднения данных и методов фильтрации определенных видов движений.

При верификации моделей важно иметь соответствие между пространственными и временными шагами при численных расчетах. Так, достаточно малый временной шаг численной модели $t < 10-30$ мин при диагностических расчетах дает возможность описать (при сохранении соответствующих членов в уравнениях движений) инерционные колебания, а пространственный шаг, при котором выполнены расчеты, равный 5 или 10 км, не позволяет описать эти же движения, так как характерные горизонтальные размеры этих колебаний течений соответствуют 1 км. На рис. 4.3.8. показаны измеренные поля температуры воды на поверхности Онежского озера и расчеты течений на диагностической модели.

Слишком большой шаг сетки (порядка 5 км и более) не позволяет разрешить прибрежную зону, имеющую условно размеры бароклинного радиуса деформации Россби. В крупных стратифицированных озерах в период гидрологического лета он составляет несколько километров. Таким образом, не удастся описать корректно бароклинные волны Кельвина, течения,

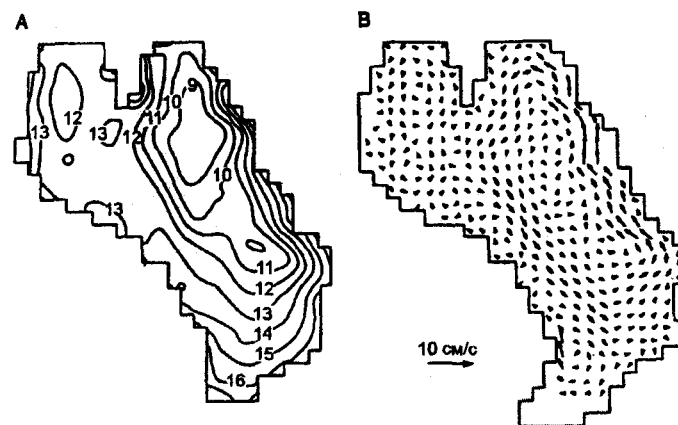


Рис. 4.3.8. Измеренные поля температуры воды на поверхности Онежского озера и расчеты течений на диагностической модели

связанные с прибрежным потоком (coastal jet) и течения в узкой фронтальной зоне термобара, в то время как в привлекаемых для верификации натурных данных эти особенности находят отражение.

В связи с этим для сравнения результатов требуется лучшее разрешение сеточной областью прибрежной зоны. В настоящее время для крупных глубоководных озер наилучшее разрешение при использовании данных наблюдений за полями температуры получено для Онежского озера, где пространственный шаг измерений составлял 4 км. Для оз. Севан шаг сетки был 1 км, но при этом надо учесть, что оно в 9 раз по площади меньше Онежского, а интерполяция значений температуры воды выполнялась в сеточных областях всего по 2-3 десяткам точек наблюдений, в то время как для Онежского озера непосредственные наблюдения температуры воды получены в течение одной съемки (т.е. за 1 сут) для 248 точек (рис. 4.3.9).

По результатам таких подробных измерений удалось оценить мезомасштабные структуры, выявить небольшие вихревые неоднородности.

При верификации расчетов течений Онежского озера на диагностических и адаптационных моделях учитывался опыт верификации моделей, накопленный для Великих американских озер. В частности, принималась во внимание относительная простота циркуляции вод озер в период гомотермии. Так,

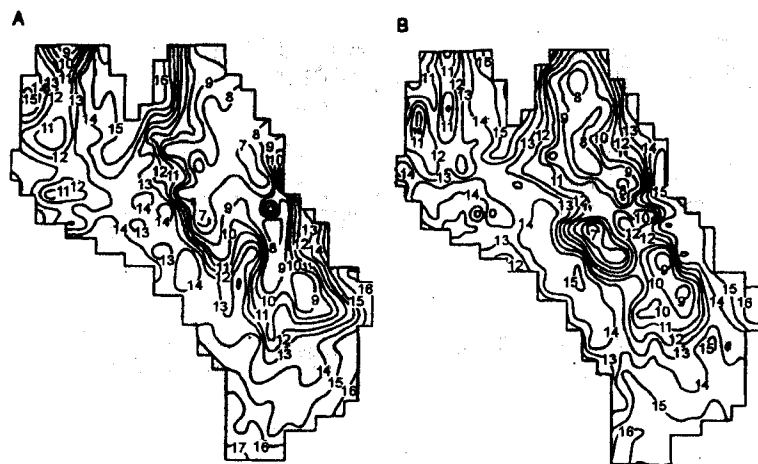


Рис. 4.3.9. Распределения температуры воды на поверхности Онежского озера и на горизонте 10 м, по результатам подробной съемки с трех судов

Т. Саймонс выполнил сравнение результатов расчетов течений в зимний период на оз. Онтарио, когда циркуляция вод определяется в основном полем ветра и рельефом дна. В это время нет влияния бароклинности. На одном из поперечных разрезов были установлены АБС (автономные буйковые станции) с измерителями течений. Причем наибольшее внимание уделялось прибрежной зоне озера. Другими исследователями выполнена верификация модельных расчетов для периода гомотермии на нерегулярной сетке станций, установленных на акваториях озер Онтарио и Мичиган для описания доминирующих в это время года баротропных топографических движений. Схема расстановки АБС учитывала имеющиеся сведения, полученные по результатам анализа течений, измеренных на АБС в Великих американских озерах, в особенности в сезон полевых исследований 1972 г. (IFYGL), а также по результатам выполненных ранее численных расчетов течений.

Нами была поставлена задача осуществить верификацию расчетов течений на моделях на достаточно строгой основе. Ранее проведенные сравнения рассчитанных на диагностических и адаптационных моделях течений с данными натурных наблюдений для озер Севан, Ладожского и Нesiярви основывались на относительно случайно расставленной сетке АБС с малым их количеством (5–8), что недостаточно для надежной верификации. При этом важно было выбрать водоем с характерными

особенностями, присущими динамике вод крупного глубокого озера. В то же время размеры этого водоема должны быть относительно небольшими, чтобы собрать сведения о поле температуры в относительно короткие сроки и установить полигоны АБС с возможно меньшим количеством станций.

Ладожское озеро, которое почти в два раза больше Онежского, было для этих целей неприемлемо, так как для Ладожского озера трудно было получить измерения поля температур воды за период, существенно меньший синоптического, и установить полигоны АБС с измерением течений, которые позволяли бы описывать особенности течений в озере. Не подходили для работ по верификации и озера подобные Севан и Нesiярви, имеющие сложную форму, которая существенно определяет особенности циркуляции вод. В связи с этим наиболее приемлемым из перечисленных оказалось Онежское озеро, имеющее все особенности гидродинамического режима, присущие крупным глубоким озерам.

Одной из наименее изученных сторон численных моделей циркуляции вод в крупных стратифицированных водоемах является их надежность. Значительные сложности в проведении длительных наблюдений за течениями предопределили то, что в настоящее время осуществлено лишь несколько экспериментов по проверке надежности моделей циркуляции вод. Практически все подобные эксперименты проводились с использованием прогностических моделей, в которых поля температуры и течений изменяются во времени.

В настоящей работе используется подход, разрабатываемый А.С. Саркисяном с соавторами, основанный на синтезе численного моделирования и данных наблюдений. В качестве первого шага для проверки диагностической модели температуры в 1986 г. были использованы данные квазисинхронной температурной съемки Онежского озера, а также наблюдения на двух АБС в ходе натурального эксперимента „Онего”. В последующем эксперименте „Онего” (1987–1989 гг.) были выполнены измерения течений и температуры воды на шести АБС, расположенных на разрезе в центральной части озера.

Проведенные численные эксперименты показывают довольно сложную картину циркуляции вод в Онежском озере в летний период. В верхнем 5-метровом слое заметно сильное влияние ветра на формирование поля течений, хорошо прослеживается экмановская спираль. С глубиной возрастает роль бароклинных эффектов и рельефа дна, при этом циркуляция вод в озере представляет собой ряд круговоротов. Наиболее крупный из них,

циклонический, располагается в центральной части Онежского озера, с юга к нему примыкает антициклонический круговорот. Отметим, что оба круговорота распространяются до дна и находят свое отражение в поведении урванной поверхности (рис. 4.3.10). Скорости течений на периферии круговоротов достигают на поверхности 18 см/с, а средняя скорость течений уменьшается от поверхности до дна с 7,5 до 2,5 см/с. Зоны апвеллинга и даунвеллинга локализованы в местах их наиболее вероятного проявления.

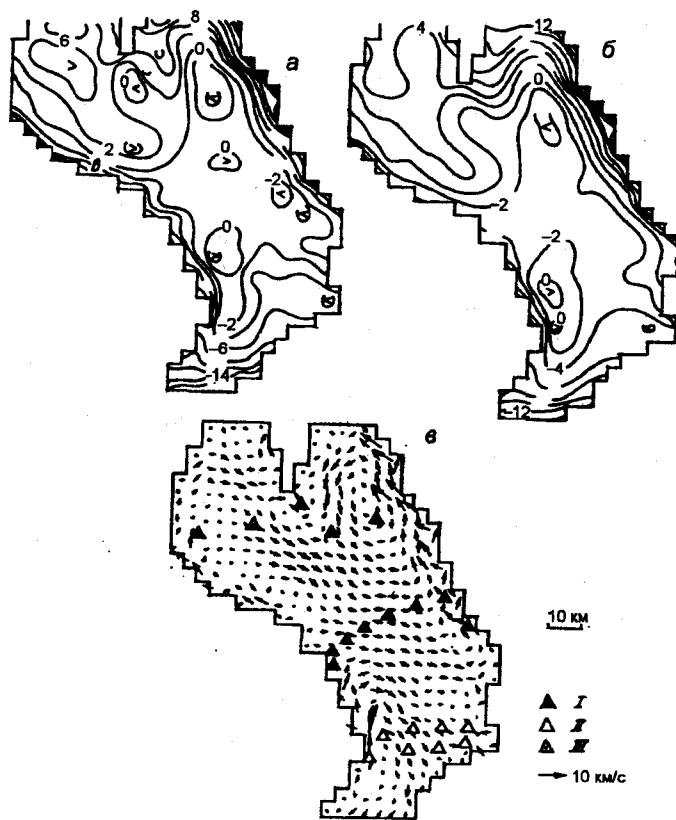


Рис. 4.3.10. Динамика вод Онежского озера. Урванная поверхность по данным эксперимента „Онего-87”. Модель: а — диагностическая, б — адаптационная; в — течения на горизонте 10 м; АБС: I — 1986–1987 гг., II — 1988 г., III — 1989 г.

Эти особенности термической структуры озера находят свое отражение прежде всего в бароклинном варианте. Сравнивая его с баротропным, отметим, что в некоторых районах озера течения направлены в противоположные стороны. Эта особенность приводит к тому, что в полном диагностическом варианте в прибрежной зоне преобладают черты баротропной циркуляции, а в глубоководной — бароклинной. В поле вертикальной скорости прослеживается обширный экмановский апвеллинг у западного берега, а также отдельные области подъема вод в центральных частях озера, обусловленные топографическими эффектами. Результаты расчетов по адаптационной модели весьма близки к диагностическим, только более сглажены.

Проанализируем роль различных факторов, определяющих циркуляцию вод Онежского озера в период гидрологической съемки. Для этого можно использовать данные о средней кинетической энергии течений в озере, которая составляет 3, 12, 15 и 14 $\text{см}^2/\text{с}^2$ для бароклинного, баротропного, полного диагностического и адаптационного вариантов соответственно. Приведенные значения указывают на то, что ветровая циркуляция может играть весьма существенную роль в общей циркуляции в период установившейся стратификации на протяжении нескольких суток. Косвенно этот факт подтверждается также практически постоянно существующими в Онежском озере ветровыми апвеллингами, которые в период особенно сильных ветров могут занимать площадь до 30 % от общей площади озера. Для обоснования этого вывода рассмотрим более подробно вклад различных слагаемых в уравнения для полных потоков, что позволит оценить отношение всех членов к заданному напряжению трения ветра. Проинтегрированные от поверхности до дна и осредненные по акватории озера слагаемые в уравнениях движения свидетельствуют, что существуют три приблизительно одинаковые составляющие, определяющие интегральную циркуляцию в озере: член, учитывающий силу Кориолиса, интеграл от давления и касательное напряжение ветра. Нелинейные слагаемые и горизонтальный турбулентный обмен оказались на порядок меньше остальных слагаемых, однако расчеты показывают, что их роль особенно важна в прибрежных районах, где значения этих параметров возрастают на порядок по сравнению со средними. Это, по-видимому, находит свое отражение и в

существовании сильных градиентов уровня у восточного и западного берегов озера.

Отметим еще одно обстоятельство, которое следует принять во внимание: рассчитанные на прогностических моделях градиенты плотности не в полной мере отражают весьма пеструю картину поля плотности в озере, которая наблюдается в озерах. В частности, из рассмотрения выпадают зоны резких перепадов температур в районах апвеллинга и мезомасштабных вихрей, которые не получаются на прогностических моделях климатического масштаба, а также по данным натурных наблюдений при съемке полей с судов с шагом сетки 10×10 км.

Анализ показал, что в изменчивости температуры воды и течений существенную роль играют внутренние инерционно-гравитационные волны с периодом, близким к инерционному. В целях фильтрации этих движений наблюдения за течениями усреднялись за период около 1,5 сут, что приблизительно соответствовало времени проведения гидрологической съемки в районе полигона с измерителями течений. Модели качественно верно описывают вращение течений против часовой стрелки от западного к восточному берегу. Средняя ошибка в определении направления течений, как для диагностической, так и для адаптационной модели не превышает 35° , а модули скорости по расчетам на модели дают заниженные значения, что можно объяснить погрешностями в задании исходных полей температуры.

4.4. Придонные течения в озерах и водохранилищах

Придонные течения, распространяющиеся под слоями вод меньшей плотности в озерах и водохранилищах, оказывают существенное влияние на гидрологическое и экологическое состояние водоемов. На кафедре физики моря и вод суши физического факультета МГУ под руководством Самолюбова Б.И. в течение ряда лет проводятся комплексные исследования придонных плотностных потоков в озерах и водохранилищах. Подробное описание исследований придонных плотностных потоков провели Н.И. Пальшин (1999), Б.И. Самолюбов (1999). Следуя этим работам, приведем краткие сведения о придонных плотностных потоках в озерах и водохранилищах.

Придонные плотностные потоки, развивая скорости от единиц до десятков сантиметров в секунду в придонных слоях с толщинами до нескольких десятков метров, обладают высокой

транспортирующей, эродирующей и разрушительной способностью. Исследования придонных течений связаны с решением ряда прикладных задач:

прогноз загрязнения водоемов естественными и техногенными примесями, которые переносит течение, включая продукты донной эрозии;

расчет переноса наносов из прибрежных областей в глубинные области озер и водохранилищ;

прогноз распределений гидрофизических и гидрохимических характеристик в водоемах.

Сложности изучения придонных потоков связаны с многообразием форм их проявления и действием разнообразных физических механизмов при их формировании и распространении. Массообмен в пограничных слоях и в слоях смешения плотностных потоков с окружающими водами определяется, прежде всего, турбулентным переносом и внутренними волнами. Важную роль в развитии плотностных потоков играют процессы вовлечения вышележащих вод и донных наносов в плотностной поток.

Придонные плотностные течения относятся к числу основных форм распространения глубинных вод морей и океанов. Важную роль придонные плотностные потоки играют и в озерах и водохранилищах. По составу движущих сил эти потоки принадлежат к классу гравитационных. Устойчивость определяется разностью плотностей жидкостей в потоке и над ним. Плотностное расслоение вод обеспечивается термической, соленостной и суспензионной стратификацией. В плотностном потоке развиваются турбулентные, волновые и вихревые структуры. Интенсивное перемешивание в толще течения сменяется резким гашением обмена в слое смешения потока с вышележащими водами, что способствует распространению этих течений на расстояния до тысяч километров.

Структура придонного стратифицированного течения схематично представлена на рис. 4.4.1.

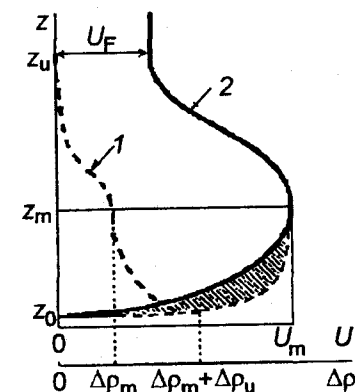


Рис. 4.4.1 Схема вертикальных распределений разности плотностей $\Delta\rho$ (1) и скорости течения U (2) в плотностном потоке

На схеме: $\Delta\rho = \rho(z) - \rho(z_u)$ — разность плотностей жидкостей в потоке и над ним, $\Delta\rho_m = \Delta\rho(z_m)$, $\Delta\rho_a = \rho(z_0) - \rho(z_m)$, z_0 — высота динамической шероховатости, z_u — толщина потока, z_m — уровень максимума скорости $U_m = U(z_m)$, $U_F = U(z_u)$ — скорость спутного течения.

Теоретическое описание подобных потоков довольно сложно, так как требует учета взаимодействия процессов обмена в слоях смешения ($z_m + z_u$) и придонном пограничном ($z < z_m$), устойчивости стратификации, изменения турбулентного напряжения с высотой.

В приближении пограничного слоя уравнения гидродинамики плотностного течения, баланса турбулентной энергии, тепла, примеси и взвеси имеют вид (Самолубов Б.И. (1999)):

$$\partial_t U + U \partial_x U + v \partial_y U + W \partial_z U - f v = (\Delta\rho/\rho) g_x - (1/\rho) \partial_x P + (1/\rho) \partial_z \tau_{xz}, \quad (4.4.1)$$

$$\partial_t v + U \partial_x v + v \partial_y v + W \partial_z v + f U = (\Delta\rho/\rho) g_y - (1/\rho) \partial_y P + (1/\rho) \partial_z \tau_{yz}, \quad (4.4.2)$$

$$\partial_x U + \partial_y v + \partial_z W = 0, \quad (4.4.3)$$

$$\partial_t b + U \partial_x b + v \partial_y b + W \partial_z b = (1/\rho) \tau_{xz} \partial_x U + (1/\rho) \tau_{yz} \partial_y v - \varepsilon - \partial_x B_x - \partial_y B_y - \partial_z B_z - g(\Delta\rho W)/\rho, \quad (4.4.4)$$

$$\rho C_p (\partial_t \theta + U \partial_x \theta + v \partial_y \theta + W \partial_z \theta) = Q_* - \partial_x G_x - \partial_y G_y - \partial_z G_z, \quad (4.4.5)$$

$$\rho (\partial_t c_i + U \partial_x c_i + v \partial_y c_i + W \partial_z c_i) = R_i^* - \partial_x H_{ix} - \partial_y H_{iy} - \partial_z H_{iz}, \quad (4.4.6)$$

$$\partial_t S_i + U \partial_x S_i + v \partial_y S_i + (W - \omega_{fi}) \partial_z S_i = -\partial_x M_{ix} - \partial_y M_{iy} - \partial_z M_{iz}. \quad (4.4.7)$$

Здесь t — время, координаты x, y отсчитываются вдоль дна; ордината z направлена от дна к открытой поверхности; U, v, W — компоненты средней скорости; g_x, g_y — соответствующие компоненты ускорения свободного падения. В (4.4.1)–(4.4.4) τ_{xz}, τ_{yz} — компоненты тензора турбулентных напряжений; $\partial_x P, \partial_y P$ — компоненты градиента давления; $f = 2\Omega_1 \sin\varphi_1$ — параметр Кориолиса, Ω_1 — угловая скорость вращения Земли, φ_1 — географическая широта. В (4.4.4) штрихами обозначены пульсации, $b = (U'^2 + v'^2 + W'^2) / 2$ — удельная турбулентная энергия; ε — диссипация пульсационной энергии, B_x, B_y, B_z — компоненты потока энергии b .

В (4.4.5) θ — средняя потенциальная температура; C_p — теплоемкость при постоянном давлении; G_x, G_y, G_z — компоненты турбулентного потока тепла, Q_* — удельный приток тепла от химических реакций. В (4.4.6) c_i — концентрация i -й компоненты примеси; R_i^* и H_{ix}, H_{iy}, H_{iz} — удельная скорость поглощения (порождения) и компоненты турбулентного потока примеси соответственно. В (4.4.7) S_i и ω_{fi} — средняя концентрация и гидравлическая крупность взвешенных частиц размера a_i , M_{ix}, M_{iy}, M_{iz} — компоненты турбулентного потока взвеси.

Значения $\Delta\rho$ определяются уравнением состояния

$$\Delta\rho = \beta_T \Delta\theta + \beta_{ci} \Delta c_i + (\rho_s - \rho) \Delta S / \rho_s, \quad (4.4.8)$$

где $\beta_T = \partial\rho/\partial\theta$, $\beta_{ci} = \partial\rho/\partial c_i$, ρ_s — плотность материала взвеси. В приближении Буссинеска значения $\Delta\rho$ существенны лишь в слагаемых уравнений с произведениями $\Delta\rho g$.

Замыкание системы (4.4.1) — (4.4.8) проводится обычно по моделям 1-го рода (k, ℓ), 2-го рода (b, ℓ, k, ε) и методами более высокого порядка.

По мнению ряда авторов методика аналитического описания соленостных гравитационных течений может быть применена почти полностью к суспензионным потокам в приближении их квазистационарности и горизонтальной квазиоднородности. Отличия суспензионного течения от других плотностных течений заключаются в механизмах его формирования и распространения. Согласно модельным расчетам, уменьшение размеров частиц взвеси от 50 до 1 мкм приводит к подъему уровня максимума на профиле скорости течения на 40%. Важнейшую роль в динамике плотностных потоков играет их перемешивание с вышележащими водами, которые могут вовлекаться в придонное течение. Влияние взвеси на турбулентность — причина “аномальных” свойств квазиоднородных по плотности придонных нефеловидных слоев.

Плотностные течения с доминирующей стратификацией жидкости взвесью (или суспензионные потоки) вызывают повышенный интерес в связи с их значительными скоростями и способностью распространяться на значительные расстояния.

Несмотря на важность изучения процессов зарождения и развития придонных плотностных течений, данные детальных исследований этих явлений малочисленны. Такое состояние иссле-

дований определяется сложностью проведения комплексных гидрофизических измерений, а также необходимостью учета всего многообразия порождающих эти течения сил.

Подробная классификация придонных плотностных течений по природе, типам и масштабам проведена Самолубовым (1999). Эта единая классификация охватывает придонные потоки морей и озер. Разнообразие придонных потоков в озерах и водохранилищах, конечно, много меньше. Тем не менее, приведем классификацию автора, как одну из наиболее удачных. По природе течений и механизмам их формирования выделено 9 типов придонных плотностных потоков:

- 1) термические, соленостные, взвесенесущие в районах глобальной циркуляции вод океана, усиленные в периоды турбидитных штормов влиянием синоптических вихрей;
- 2) соленостные взвесенесущие и суспензионные, сформированные стоком через проливы из бассейнов осолонения и эрозией дна;
- 3) течения погружающихся на дно вод, охлажденных и осолоненных при льдообразовании, насыщенных взвесью за счет размыва дна;
- 4) потоки, вызванные сейшми, стратифицированные взвесью при скоростях, достаточных для донной эрозии;
- 5) мутьевые потоки, обеспеченные штормовым взмучиванием прибрежных вод за счет перехода донных отложений во взвесь;
- 6) суспензионные течения, образующиеся при эрозии дна на шельфе внутренними волнами приливной природы;
- 7) суспензионные течения, порожденные твердым стоком рек;
- 8) мутьевые потоки, появляющиеся на завершающих стадиях развития оползней (переход гравититов в турбидиты);
- 9) термически стратифицированное течение под потоком теплых гидротермальных вод.

Минимальная разность плотностей жидкостей в придонном потоке и над его верхней границей оценивается как $\Delta\rho_{\min} = 10^{-4}$ г/см³. Эта величина рассматривается как достаточная для устойчивого течения.

В отличие от морских и океанических плотностные потоки в озерах и водохранилищах в меньшей мере подвержены влиянию внешних факторов. Толщины, разности плотностей жидкостей

$\Delta\rho$ и скорости придонных потоков в озерах и водохранилищах близки по порядку величин к аналогичным параметрам морских и океанических потоков, исключая гигантские. Поэтому плотностные потоки в озерах и водохранилищах представляют интерес не только для лимнологии, но и для океанологии как крупномасштабные естественные модели подобных процессов.

Распределения скорости и плотности жидкости в придонном стратифицированном потоке формируются под влиянием процессов обмена, развивающихся у дна, в ядре и слое смешения течения с вышележащими водами. Специфика структур течений с разными типами стратификации определяется особенностями механизмов обмена. На основании решения системы (4.4.1)–(4.4.8) в моделях получают распределения параметров придонных потоков при изменении режимов течений.

Профили скорости плотностных потоков в большинстве случаев получены либо только в слое смешения, либо у дна под уровнем максимума скорости. В этой связи интересны результаты исследований придонных течений в озерах и водохранилищах, где проведены подробные профильные измерения (Самолубов Б.И., 1999). Наиболее детальные исследования придонного стратифицированного течения проведены на Нурекском водохранилище (рис. 4.4.2). Эти измерения по комплексности исследований, их полноте и продолжительности являются уникальными. Авторами выявлены характерные формы профилей скорости и плотности жидкости на основных этапах течения при его различных режимах, обнаружены внутренние течения в потоке и установлено, что образование двух- и трехъядерных структур течения вызывается внутренней волной и эрозией дна. Разработанная математическая модель хорошо описывает особенности распространения потока.

Изменения параметров плотностных потоков во времени связаны с нестабильностью процессов, обеспечивающих повышение плотности жидкости у дна при зарождении потока, и с влиянием внешних факторов, например, приливных волн и сейшевых колебаний. Натурные измерения и модельные расчеты подтверждают механизм формирования глубинных течений за счет передачи энергии ветра внутренней волной на глубоководные горизонты. Распространение (от поверхности до дна) импульса горизонтального возмущения, заданного на поверхности и вызванного неста-

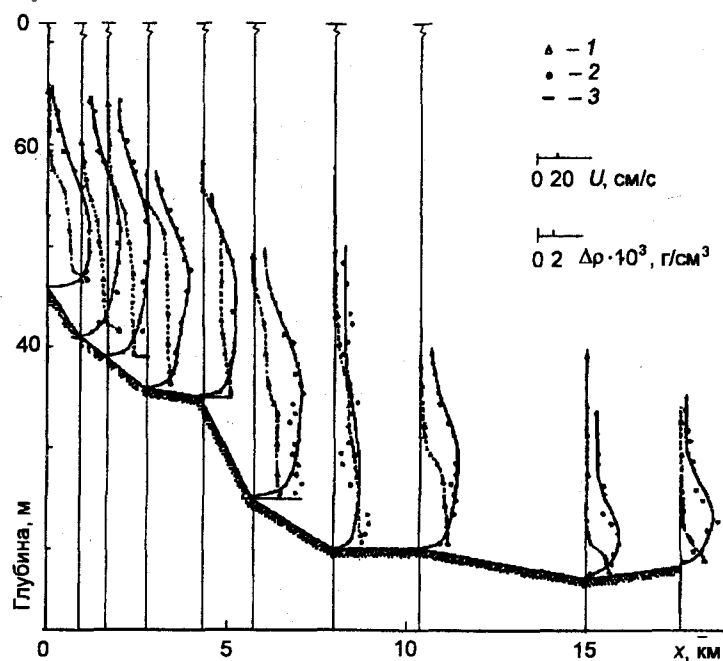


Рис. 4.4.2. Профили дна (рельеф), разности плотностей $\Delta\rho$ (1) и скорости течения U : измеренные (2) и теоретические (3). Разрез выполнен на Нурекском водохранилище

ционарным ветром, рассматривается в рамках теории длинных внутренних волн.

Имеет место генерация плотностных течений под влиянием ветра и внутренних волн. Предлагается следующий механизм этого процесса: атмосферные возмущения вызывают внутренние волны на частотах, близких к инерционным, распространяющиеся ко дну. В результате турбулентного перемешивания возникает квазиоднородный слой, после гравитационного коллапса которого формируется интрузионное течение, распространяющееся в окружающую жидкость; на переднем фронте плотностного потока генерируются старшие моды внутренних волн.

Вертикальный обмен в придонных стратифицированных течениях характеризуется встречным распространением завихренности, генерируемой на границах, в ядро потока. Воздействие на этот процесс внутренних волн приводит к образованию вихре-

волновых структур. Появляются дополнительные максимумы на профилях скорости, мигрирующие в толще потока облака мутности, инверсии температуры (рис. 4.4.3).

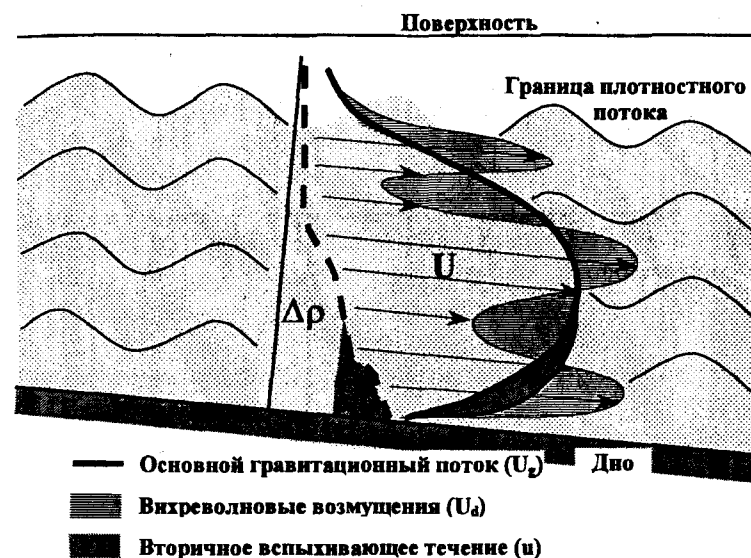


Рис. 4.4.3. Схема плотностного потока с внутренней волной и вторичным течением. Обозначения: тонкая сплошная кривая — профиль скорости U ; пунктир — профиль разности плотностей жидкости в потоке и над ним $\Delta\rho$.

С вихре-волновыми процессами связаны эффекты сильного взаимодействия течений с дном и вышележащими слоями воды, особенно существенные в придонных потоках. В этих зонах наблюдаются мощные нефеловидные слои, с частицами, которые поступают в поток за счет донной эрозии или вносятся реками с достаточно большим твердым стоком. Обмен в таких слоях настолько эффективен, что на профилях концентрации частиц вместо убывания содержания взвеси с высотой наблюдаются квазиоднородные участки и локальные максимумы (облака мутности).

При изучении процессов обмена в придонных потоках весьма эффективен анализ спектров размеров частиц совместно с профилями скорости и концентрации взвеси.

Несмотря на активные исследования плотностных потоков, данные структурных измерений параметров плотностных тече-

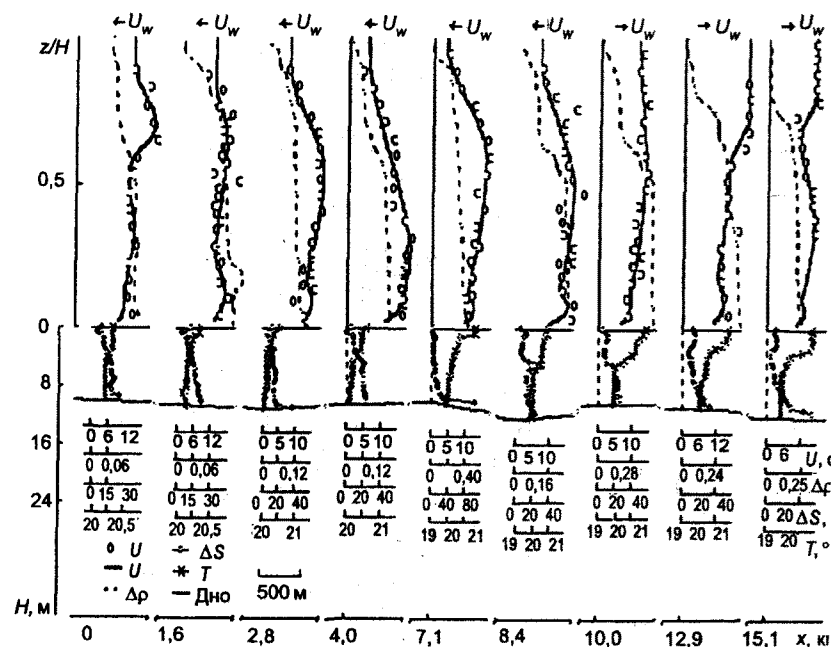


Рис. 4.4.4. Вертикальные распределения параметров плотностного течения, зарегистрированного на продольном разрезе в Ивановском водохранилище (июль 1998 г.). На рисунке показаны измеренные U и теоретически рассчитанные U^0 значения скорости течения, вертикальные профили разности плотностей жидкости $\Delta\rho$ в потоке и над ним, концентрации S и температуры T , а также рельеф дна и соответствующие глубины $H(x)$, где x — расстояние вдоль по потоку. Для каждой вертикали стрелкой показано направление ветра — U_w .

ний в проточных бассейнах, в том числе водохранилищах, уникальны. Исследование эволюции такого течения проведено в Ивановском водохранилище (Самолубов, 1999, 2000). По длине водоема существуют придонные стратифицированные потоки, подверженные влиянию внутренних волн, дрейфовых течений и топографии.

Особый интерес представляет выявленный на разрезе этого течения (рис. 4.4.4) механизм формирования плотностного потока при взаимодействии встречного ветра со стоковым течением. Механизм заключается в следующем: 1) торможение поверхностных слоев воды; $\Rightarrow$ 2) смещение максимума на профиле

скорости характерного для плотностного потока слоя смешения на профиле скорости. При смене направления ветра происходит разрушение слоя смешения на участках с уклонами дна, меньшими умеренного ($<10^{-3}$) (вертикали 7, 8). Затем с ростом уклона дна плотностное течение опережает дрейфовое и движется по водохранилищу, транспортируя поступающие в него примеси. Совместное воздействие этих примесей и термической стратификации на распределение плотности приводит к появлению вторичных течений. Такие течения образуются за счет плотностного расслоения основного (первичного) потока также, как этот основной — зародился в полной толще вод бассейна. Влияние вторичных течений прослеживается по локальным максимумам или по областям стабилизации на профилях скорости у дна при $z < 0,25z_w$. Вторичному течению соответствует нефелоидный слой, огибающий неоднородности рельефа дна. При резких изменениях рельефа наблюдались утолщения нефелоидного слоя и выбросы облаков мутности в вышележащие воды.

Развитие внутренних волн в этом течении зарегистрировано при анализе результатов серий зондирований на станциях (рис.4.4.5). Особенности эволюции структур полей температуры, скорости течения и концентрации взвеси соответствуют преобразованиям плотностного потока под влиянием внутренней волны сейшевой природы. Колебания изотак, а также в приповерхностном и придонном слоях характерны для второй моды волны. Выявлен эффект передачи импульса внутренней волной от дрейфового течения к придонному. Обнаружена квадратичная зависимость волновых возмущений течения от скорости ветра, который усиливался во время измерений. Максимумы возмущений скорости в слое смешения придонного потока располагались на глубинах, пропорциональных произведению частоты плавучести на скорость ветра. Положения максимумов совпадают с профилем внутренней волны.

В особую группу можно выделить циркуляционные придонные плотностные потоки, порождаемые дрейфовыми течениями, а также обменом между отдельными частями водоема со сложной топографией. Несмотря на интенсивное изучение таких потоков, остаются не вполне ясными механизмы их распространения. Это в значительной мере связано со спорадичностью появления течений, обусловленных интрузиями жидкости повышенной плотности. При проведении исследований на Можайском

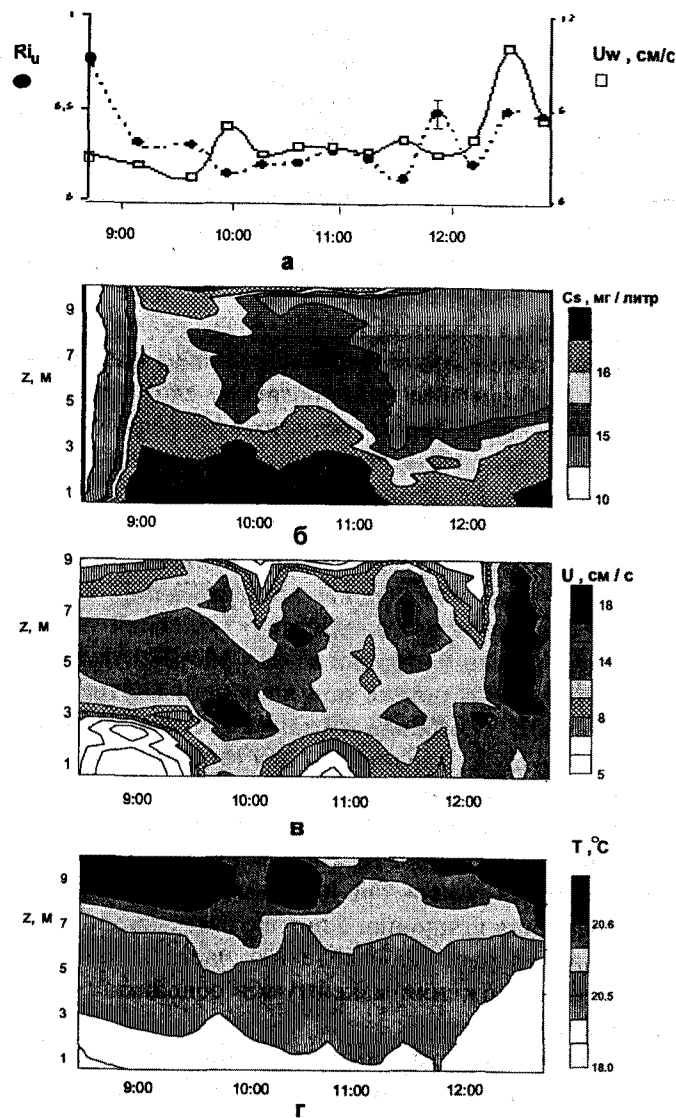


Рис. 4.4.5. Графики зависимостей скорости ветра U_w (сплошная кривая) и интегрального числа Ричардсона Ri_u (пунктир) от времени t (а) и соответствующие преобразования распределений концентрации взвеси C_s (б), скорости течения U (в) и температуры воды T (г) во времени t и по высоте над уровнем

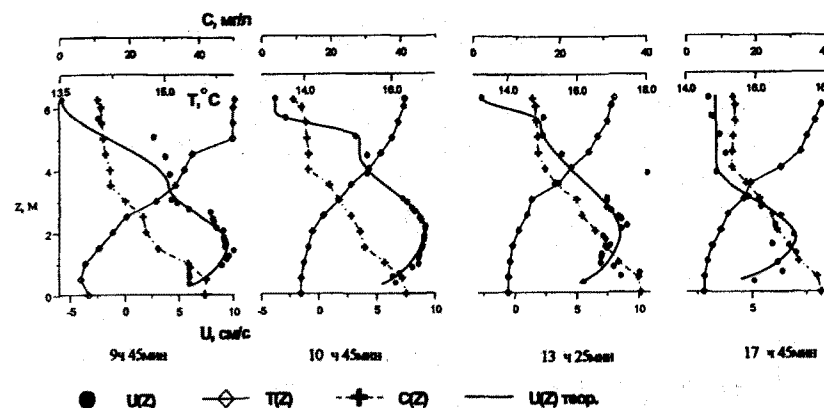


Рис. 4.4.6. Вертикальные профили скорости течения U , температуры воды T и концентрации взвеси C

водохранилище обнаружен термически стратифицированный придонный поток толщиной 3+5 м со скоростью до 13 см/с, вызванный дождевым паводком (рис. 4.4.6). Распространение течения сопровождалось движением вниз по склону холодной придонной линзы протяженностью порядка трех километров. Выявлена эволюция течения в его ядре и задней фронтальной зоне (рис. 4.4.7). Зарегистрирован подъем взвеси внутренней волной из придонной области. Аналоги таких потоков широко распространены в морях и океанах в районах апвеллинговых течений, при распространении осолоненных при испарении вод, захваченных отливами из лагун; при вторжении средиземноморских вод в Атлантический океан через Гибралтарский пролив и в ряде других подобных ситуаций.

Не смотря на активно продолжающиеся исследования стратифицированных течений ещё не разработаны достаточно совершенные методы теоретического описания распределений скорости и плотности жидкости по толщине и длине течения с учетом взаимодействия сдвиговых слоев, влияния стратификации, вторичных потоков и внутренних волн, подвижности окружающей жидкости и геострофических эффектов.

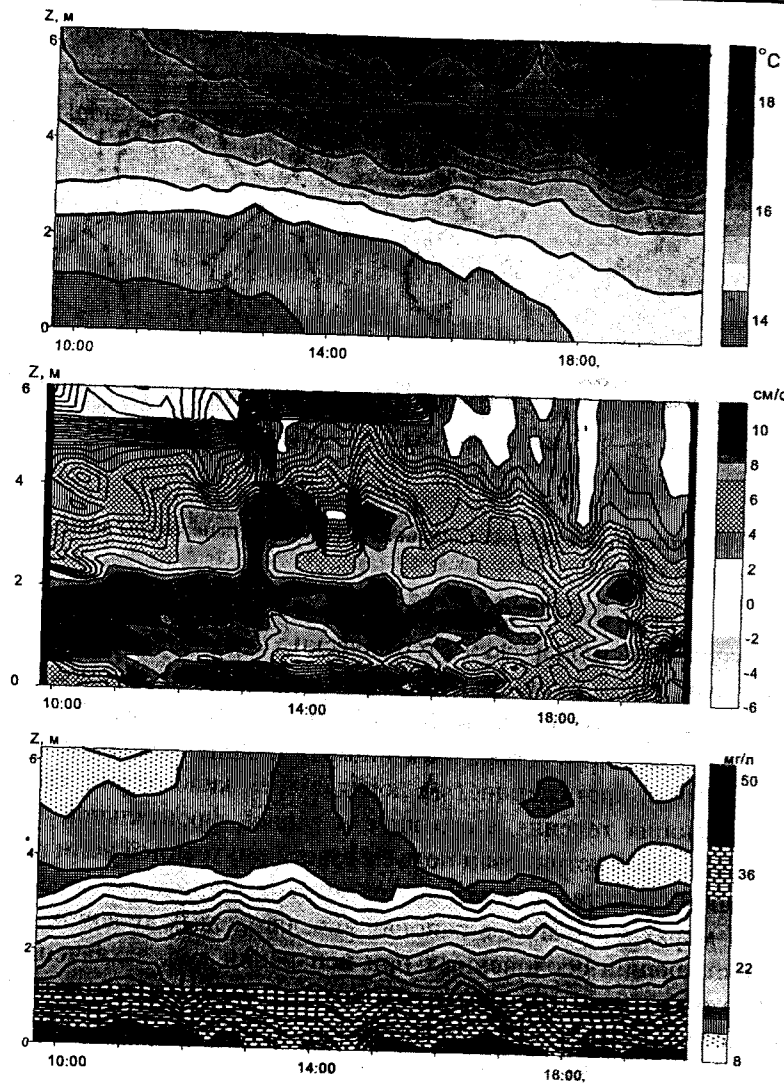


Рис. 4.4.7. Распределения температуры, скорости течения и концентрации взвеси по высоте над дном и во времени в интрузионном течении

Остаются нераскрытыми механизмы диффузии примесей в сдвиговых слоях и ядре течения при взаимодействии этих процессов переноса и внутренних волн в потоках с разными типами плотностной стратификации.

4.5. Волновые движения в озерах

Волновые движения в озерах представляют собой возмущения некоторого устойчивого состояния и стремление вернуться в исходное положение путем восстанавливающего действия поверхностного натяжения, гравитации, силы Кориолиса и момента, связанного с сохранением потенциальной завихренности. Вид волн зависит от вынуждающих сил, особенностей стратификации, характерных размеров и формы озера. Волны, связанные с гравитацией, относятся к волнам первого класса, а волны, обусловленные вращением, ко второму. Как уже упоминалось, из-за относительно небольших размеров озер и постоянства параметра Кориолиса ($\beta = 0$) в них отсутствуют длиннопериодные волны Россби, но неоднородности рельефа дна и сохранение потенциальной завихренности определяют формирование в озерах топографических волн Россби.

Таким образом, динамику озер определяют следующие классы волновых движений:

- 1) капиллярные волны с периодами менее 0,1 с;
- 2) гравитационные и инфрагравитационные с периодами 1–30 с;
- 3) инерционно-гравитационные с $\tau < \tau_{ин}$;
- 4) инерционные и волны Пуанкаре с $\tau \approx f^{-1}$;
- 5) захваченные берегом и волны Кельвина;
- 6) топографические волны.

В зависимости от действующих сил выделяют свободные и вынужденные волны. К первым относятся волны зыби и сейши, ко вторым — ветровые и приливные. Причем приливные волны, хотя и отмечены на самых крупных озерах, существенной роли в динамике вод не играют, так как их амплитуда составляет всего несколько сантиметров. Волны, характеристики которых не зависят от температурной стратификации, имеющие максимальную амплитуду на поверхности озера, называют баротропными, а волны, параметры которых являются функцией плотности, бароклинными, или внутренними. Внутренние волны, имеющие период, приходящийся на диапазон локальной частоты Вайсяля–Брен-

та, и инерционный период $\tau_N \div \tau_{ин}$, называют короткопериодными, а волны, период которых больше $\tau_{ин}$, длиннопериодными.

Баротропные волны подразделяют на короткие ($\lambda \ll H$) и длинные ($\lambda \geq H$) волны „мелкой воды”.

Волны характеризуются консервативными энергетическими соотношениями между различными формами энергии: например, в звуковых волнах — между энергией упругости и кинетической энергией, в инерционных волнах — между энергиями вращения и переноса.

Изучению волновых движений в морях и океанах посвящена обширная литература. В последние годы большое внимание уделяется теории волновых движений в озерах. Несмотря на долгую историю исследования волн и кажущуюся простоту явлений и их описания, существующие теории не позволяют, например, точно и без противоречий объяснить процесс развития ветровых волн конечной амплитуды, перераспределение энергии между волновыми составляющими, генерацию и затухание волн. На глубоких озерах активно исследуются внутренние волны, которые являются одним из главных источников перемешивания в толще вод и оказывают значительное влияние на гидрофизические и экологические процессы. Наиболее изучены теоретически и экспериментально стоячие волны, или сейши. Учитывая небольшой объем данной монографии и разнообразие волновых процессов в озерах, подробное их описание не представляется возможным. Поэтому в данном разделе будут лишь кратко изложены вопросы теории волн и приведены результаты исследований волновых движений в разнообразных озерах России.

4.5.1. Длинные баротропные волны

Одним из наиболее изученных видов движений озерных вод являются сейши — стоячие периодические колебания водной массы. После воздействия некоторой силы (ветер, перепады давления, сильный дождь и др.) водная масса, выведенная из положения равновесия, будет совершать свободные колебания, которые затухают постепенно под действием сил трения. Колебания водной массы озера происходят относительно некоторой узловой (или узловых) линии, положение которой определяется только формой озерной котловины.

Основные уравнения для описания сейш имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - fv &= -\frac{C^2}{H} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \tau_x, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu &= -\frac{C^2}{H} \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \tau_y, \\ H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial \zeta}{\partial t} &= 0, \end{aligned} \quad (4.5.1)$$

где ζ — возвышение свободной поверхности, τ_x и τ_y — внешняя сила, вызвавшая сейши; $C = \sqrt{gH}$ — скорость распространения длинных волн, H — глубина водоема, $f = 2\pi\Omega \sin \varphi$.

Решение этих уравнений будет существенно отличаться для озер разной формы. Рассмотрим баротропные сейши.

В длинном и узком озере (например, Лох-Несс) можно пренебречь геострофическими эффектами и вертикальным ускорением при условии, что $H/L \ll 1$, тогда решение уравнений для скорости течений (v — поперечная составляющая будет пренебрежимо мала), возвышения свободной поверхности и периода сейши можно получить по формулам

$$u = u_{\max} \sin(\pi x/L) \sin(2\pi t/\tau_c), \quad (4.5.2)$$

$$\zeta = A_c \cos(\pi x/L) \cos(2\pi t/\tau_c), \quad (4.5.3)$$

$$\tau_c = 2L/(n\sqrt{gH}), \quad (4.5.4)$$

где $u_{\max}$ — максимальная скорость течений; A_c — амплитуда сейш у концов озера; n — количество узлов сейши.

Формула (4.5.4) представляет собой хорошо известную формулу Мериана, которая показывает, что период сейш в узком озере зависит от длины озера и его глубины.

Для больших широких озер поперечная составляющая скорости $v \neq 0$. Тогда решение уравнений (4.5.1) для широкого озера примет вид:

$$\begin{aligned} u &= u_{\max} \sin(\pi x/L) \cos(n\pi y/B) \sin(2\pi t/\tau_i), \\ v &= u_{\max} \cos(\pi x/L) \sin(n\pi y/B) \sin(2\pi t/\tau_i), \end{aligned} \quad (4.5.5)$$

где B — ширина озера. У берегов озера $u=0$ при $x=0$ и $x=L$, а $v=0$ при $y=0$ и $y=B$.

Возвышение уровня рассчитывается по формуле:

$$\zeta = A_c \cos(n\pi x/L) \cos(n\pi y/B) \cos(2\pi t/\tau_i). \quad (4.5.6)$$

Период сейши широких озер можно рассчитать по формуле

$$\tau_c = \frac{2}{\sqrt{gH}} \left(\frac{n^2}{L^2} + \frac{n^2}{B^2} \right)^{-\frac{1}{2}}. \quad (4.5.7)$$

В табл.4.5.1. приведены значения периодов одноузловой моды (сейши) некоторых глубоких озер. Наблюдаемый период сейш, однако, отличается от рассчитанного по формуле (4.5.7). Форма котловины озера изменяет период. Существуют разнообразные формулы для расчета периода сейши с учетом формы озерной котловины.

Таблица 4.5.1. Характеристики продольной одноузловой моды озер

Озеро	Основной период продольной сейши, ч	Амплитуда, см
Европа		
Ладожское	4,5	До 8
Онежское	4,3	До 8
Белое	3,2	До 8
Лох-Несс	0,5	-
Севан	2,0	-
Красное	1,0	2
Азия		
Байкал	4,6	5
Бива	1,2	-
Америка		
Верхнее	8,0	6-8
Мичиган	9,1	-
Эри	14,3	10
Онтарио	4,8	-
Австралия		
Джордж	2,2	-

Максимальные скорости течений наблюдаются в узловых линиях сейши в первой и третьей четвертях периода колебаний, а максимальные амплитуды — у концов озера или в „пучностях” сейш.

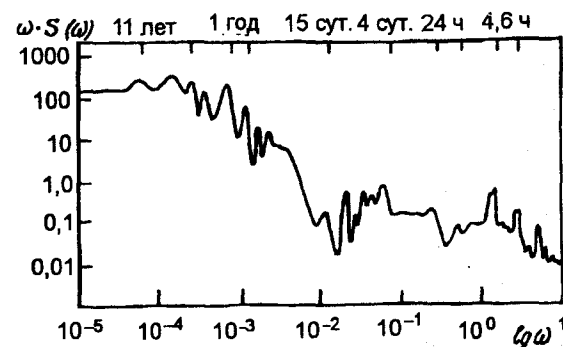


Рис.4.5.1. Спектр колебаний уровня Ладожского озера для широкого диапазона частот

Как интересный факт отметим, что в озерах Байкал, Ладожском, Онежском и Онтарио периоды одноузловой сейши совпадают. Учитывая изменчивый во времени комплекс условий и то, что сейши существуют вместе с другими видами колебаний, представим изменения уровня озера как вероятностный процесс. Покажем вклад сейш в спектр колебаний уровня Ладожского озера для широкого диапазона частот от нескольких лет до нескольких часов. Спектр (рис. 4.5.1) рассчитан по методике расчета „склеенного” спектра. Сейши в этом спектре характеризуются узким пиком на частоте, соответствующей цикличности 4,5 и 2 ч, типичным для волновых движений, а энергия сейшевых движений на 2–3 порядка меньше энергии наиболее мощных сезонных колебаний уровня и синоптических сгонно-нагонных колебаний, имеющих временные масштабы около 2–4 сут. На спектре идентифицируется несколько мод баротропной сейши, а вместе с ними выделяются колебания уровня, связанные с полусуточными и суточными приливами, и небольшие колебания уровня метеорологического происхождения (период 50–70 ч).

В озерах со сложной конфигурацией дна и берегов спектр колебаний уровня многомодовый. Значительно проще становится спектр колебаний уровня в озерах простой формы с ровным дном, как, например, в озерах Белое и Красное. На рис. 4.5.2. приведен спектр колебаний уровня озера Белое, в котором четко выделяются основные сейши.

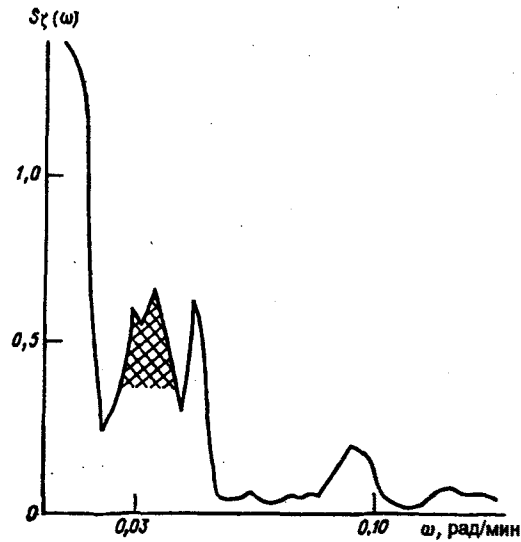


Рис. 4.5.2. Спектр колебаний уровня озера Белого. Штриховкой выделены сейшевые колебания первой моды

В крупных глубоких озерах нельзя пренебрегать эффектами вращения. В этом случае решение уравнений можно получить в таком виде:

$$u = \frac{fL}{n\tau} u_{\max} \cos\left(\frac{n\pi y}{L}\right) \cos(\omega t), \quad (4.5.8)$$

$$v = \frac{fL}{n\tau} u_{\max} \cos\left(\frac{n\pi y}{L}\right) \sin(\omega t),$$

где $\omega = \sqrt{f^2 + n^2 \pi^2 C^2 / L^2}$ — частота волновых колебаний.

Тип движений, описанных в уравнениях (4.5.8), зависит от величины соотношения fL/C . В том случае, если это соотношение мало, т.е. $fL/C \ll 1$, эффекты вращения незначительны и частота колебаний $\omega = n\pi C/L$. Описанные выше движения представляют собой реверсивную одноузловую сейшу в узком озере. При этом амплитуда продольной составляющей u значительно больше, чем амплитуда поперечной составляющей v . В случае, если $fL/C \gg 1$, частоты ω_c свободных стоячих колебаний приближаются к „инерционной” частоте f , при этом $u=v$, а

орбиты горизонтальных движений становятся близкими к круговым. Вращение частиц жидкости с периодом $2\pi/f$ представляет собой один из наиболее сложных видов движений — инерционные колебания.

В озерах Байкал, Севан, Онтарио, Ладожском, Онежском и ряде других влиянием вращения Земли (параметр $f \neq 0$) на длинные гравитационные волны, очевидно, пренебречь нельзя. Если $f \neq 0$, то волновые движения уже не будут представлять собой простые стоячие колебания. В озере при этом существует сложная система волн Кельвина и Пуанкаре, распространяющихся в положительном (против часовой стрелки) и отрицательном направлениях. Возможные частоты собственных колебаний вод озера в зависимости от соотношения f/ω_c показаны на рис. 4.5.3 для идеализированных бассейнов. При отсутствии вращения ($f/\omega_c = 0$) отношение возможных частот собственных колебаний ω к частоте основной одноузловой сейши ω_c равно 1. В этом случае отмечают только стоячие сейши. А при

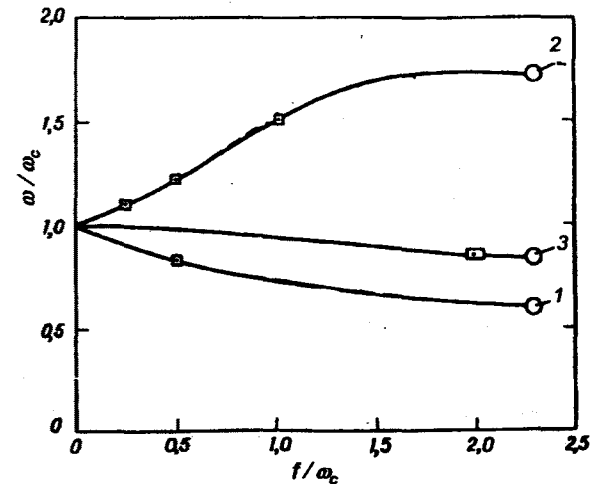


Рис. 4.5.3. Зависимость частоты собственных колебаний озера от отношения f/ω_c для квадратного (1 и 2) и прямоугольного бассейна при отношении длин сторон 1/2. Кривые 1, 3 соответствуют низшим антисимметричным положительным модам, кривая 2 — низшей отрицательной антисимметричной моде

$f/\omega_c = 2,5$ (близко к соотношениям для озер Ладожского, Байкал, Онтарио) для озера прямоугольной формы $\omega/\omega_c \approx 0,7$, т.е. период собственных колебаний озера будет немного больше рассчитанного по формулам (4.5.4) или (4.5.7). В этом случае наблюдается система волн Пуанкаре.

Влияние вращения Земли на собственные баротропные колебания вод озера идеализированной формы (квадратного или прямоугольного с постоянной глубиной) исследовано Ле Блоном и Майсеком, а для реального оз. Верхнего рассчитано П. Хамблином. Свободные колебания низшей моды (наиболее долгопериодные) направлены против часовой стрелки. В центре озера возвышения свободной поверхности равны нулю ($\zeta=0$), а у берегов максимальны.

В открытой части озера формируются волны Пуанкаре, предельный случай которых — инерционные волны с горизонтальными гребнями. Для волн с горизонтальными гребнями, когда $R=\infty$, а период волны близок к половине маятниковых суток, т.е. $\tau=\tau_{ин}$, предлагается следующее решение уравнений (4.5.1):

$$\zeta=0,$$

$$u = u_{\max} \cos \left(2\pi \left(\frac{x}{\lambda} - \frac{t}{\tau_{ин}} \right) \exp \left(\frac{2\pi y}{\lambda} \right) \right), \quad (4.5.9)$$

$$v = u_{\max} \sin \left(2\pi \left(\frac{x}{\lambda} - \frac{t}{\tau_{ин}} \right) \exp \left(\frac{2\pi y}{\lambda} \right) \right)$$

Баротропные волны Кельвина не проявляются в крупных глубоких озерах, так как для них баротропный радиус R больше размеров озер.

4.5.2. Циркуляции вод, связанные с топографическими эффектами

Ранее было отмечено, что в озерах из-за малости изменений параметра Кориолиса с широтой отсутствуют свободные волны Россби. Однако в замкнутом водоеме со сложным рельефом дна возникают топографические вихри, циркуляции, или волны Россби. Топографические волны исследовались Ксанади и Майсеком для водоемов с идеальными формой и рельефом дна. В реальном бассейне, имеющем сложную форму и рельеф дна и неодн-

наковый наклон берегов, формируется широкий спектр волновых движений, волны Кельвина и топографические (в том числе и „гибридные” волны, как результат взаимодействия бароклинных волн Кельвина и баротропных топографических). В озере, при периодах движений (которые обусловлены топографическими эффектами), больших инерционного периода, гравитационные силы уступают свою доминирующую роль в динамике эффектам, связанным с дифференциальным вращением. Баротропные волны становятся планетарными и выявляются в виде медленно распространяющихся крупномасштабных течений. Обнаруживаются они не по колебаниям уровня, а по изменчивости горизонтального поля скорости.

Особенности топографии (неоднородности рельефа дна, наклон береговой зоны и замкнутость котловины) озера оказывают решающее влияние на формирование озерной циркуляции. Характер циркуляции вод в озере типичен для пограничных слоев. Причем имеются особенности, как характерные для прибрежной зоны, ограниченной расстоянием порядка бароклинного радиуса деформации Россби („coastal jet”, захваченные волны, волны Кельвина), так и специфические, связанные с топографическими эффектами, которые находят отражение и в открытой части озера в виде топографических волн-циркуляций.

Рассмотрим топографические движения в озере с реальными формой и рельефом дна на примере Онежского озера, воспользовавшись имеющимися диагностическими моделями.

Учитывая, что при сильных штормовых ветрах наблюдается почти баротропный отклик озера на вынуждающую силу, используем нелинейную диагностическую модель. Расчеты показали, что при юго-восточном ветре со скоростью более 8 м/с у западного побережья Онежского озера возникает экмановский прибрежный апвеллинг и формируется несколько циркуляций, имеющих циклоническое и антициклоническое вращение. Если коэффициенты горизонтального и вертикального турбулентного обмена задавались равными соответственно $5 \cdot 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$ и $10^2 \text{ см}^2/\text{с}$ (при $\Delta x = 2 \text{ км}$ и $\Delta t = 20 \text{ мин}$, то кинетическая энергия колебаний течений δ^2 была равна $129 \text{ см}^2/\text{с}^2$, а через 2 сут из-за диссипативных сил происходило затухание течений, кинетическая энергия которых составляла всего около $1 \text{ см}^2/\text{с}^2$. При этом в южной части озера из-за меньших глубин диссипация

возникших движений происходила существенно быстрее, чем в северной части озера.

Особенности баротропных движений исследовались путем контроля за формой рельефа возвышений свободной поверхности на разных временных этапах расчета. Через 5 ч после окончания воздействия ветра в озере имели место три основные циркуляции, а перепад уровня в Большом Онего и у острова Василисин достигал 16–10 мм. Через 1 сут перепад уровня составлял всего 8–10 мм, а через 2 сут — 2 мм. Скорость течений в верхнем слое с 15–20 см/с падает до 1 см/с. Через 1 сут после воздействия ветра уже заметно развитие движений, имеющих тенденцию к вращению против часовой стрелки. Основные вихри распадаются и формируются в относительно небольшие круговороты с горизонтальными размерами порядка нескольких километров. Частоты топографических волн и бароклинных волн Кельвина не совпадают, что обусловлено неодинаковым наклоном дна и берегов в западной и восточной частях озера. Поэтому топографические волны у восточного берега опережают волны Кельвина, а в спектрах колебаний течений в низкочастотной области отмечаются два максимума энергии, соответствующих указанным движениям.

4.5.3. Внутренние волны

Внутренние, или бароклинные, волны существуют в озерах при наличии устойчивой плотностной стратификации. Особенности этих волн зависят в основном от характера стратификации и устойчивости вод. Если под действием каких-либо сил стратифицированная водная масса будет выведена из состояния равновесия, то разность плотностей частиц воды приведет к возникновению архимедовой силы, возвращающей систему в состояние равновесия. Под действием сил инерции частицы воды пройдут положение равновесия и будут колебаться около точки равновесия до тех пор, пока под действием сил внутреннего трения их энергия не диссипирует. Поскольку частицы воды связаны, колебания распространяются в пространстве в виде внутренних волн.

На рис. 4.5.4 приведены примеры записи температуры воды в Онежском озере, на которых видны колебания, связанные с внутренними волнами.

Причины, вызывающие внутренние волны в озерах, могут быть различными:

- 1) колебания атмосферного давления;

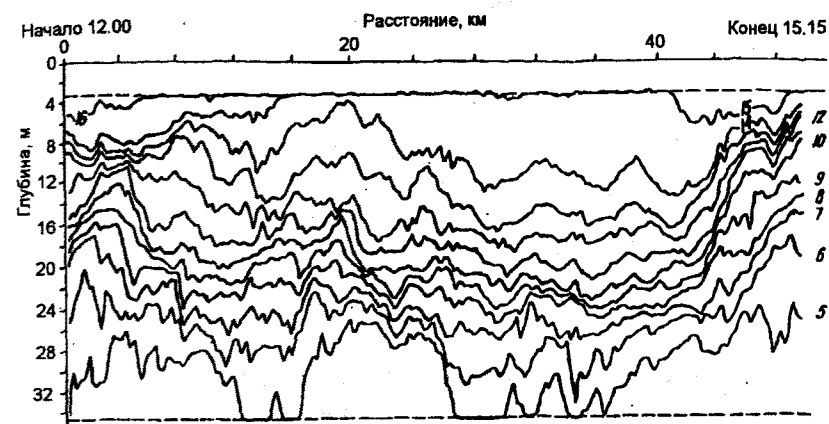


Рис. 4.5.4. Распределение температуры воды в Онежском озере с проявлением волн Кельвина и Пуанкаре. Числа рядом с кривыми — температура воды, °C

- 1) поверхностные волны, сейши;
- 2) неустойчивость экмановского слоя и параметрическая неустойчивость;
- 3) сдвиговая неустойчивость;
- 4) обтекание потоком неровностей дна;
- 5) межволновые взаимодействия.

По сравнению с морями специфические особенности генерации внутренних волн в озерах, в значительной мере, связаны с расположением близко к поверхности термоклина и с влиянием неровностей дна и берегов.

Для теоретического описания внутренних волн в озерах используют два подхода: либо в виде системы уравнений для двух (или более) слоев воды с постоянной плотностью, на границе раздела которых возникают волны, либо в виде уравнения, преобразованного для вертикальной составляющей скорости w . Основные свойства внутренних волн, полученные путем математического описания процесса через послойную структуру или через модель с непрерывной плотностью, оказались в общем одинаковыми и подтверждаются натурными данными.

Свойства внутренних волн зависят от частоты

$$N = \sqrt{\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z}}, \quad (4.5.10)$$

называемой частотой Вайсяля–Брента, или частотой плавучести. Частота Вайсяля–Брента является предельной для внутренних гравитационных волн.

При исследовании свободных внутренних волн уравнение для гармонической во времени и пространстве волны имеет вид:

$$w = C_1 \exp[i(\omega t - kx - ny)]. \quad (4.5.11)$$

Взаимодействие внутренних и поверхностных волн делает внутренние волны «видимыми» по их проявлениям на поверхности и дает возможность оценить параметры внутренних волн дистанционными методами.

Уравнение для вертикальной составляющей скорости w при исключении бета-эффекта (из-за небольших размеров озер) запишем в виде:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + \frac{N^2}{g} \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{k^2(N^2 - \omega^2)}{\omega^2 - f^2} w = 0. \quad (4.5.12)$$

Если оценить порядок членов в уравнении (4.5.12), то можно убедиться, что второй член в этом уравнении намного меньше первого и третьего. Такое приближение соответствует приближению Буссинеска, при котором в уравнениях движения для горизонтальных координат полагают $1/\rho \approx 1/\rho_0$.

При решении уравнения (4.5.12) ставят следующие граничные условия:

- 1) на поверхности $w=0$ — условие „жесткой крышки”, которое отфильтровывает поверхностные волны;
- 2) на дне озера $w=0$ — условие непротекания.

В этом случае уравнение (4.5.12) представляет собой линейное однородное уравнение второго порядка с переменными коэффициентами $N = N(z)$. Это уравнение решают обычно при простых аппроксимациях распределения частоты $N(z)$ по глубине. Например, при $N(z) = \text{const}$, что соответствует экспоненциальному увеличению плотности воды с глубиной, решение уравнения (4.5.12) имеет вид:

$$w = C_1 \exp(l_1 z) + C_2 \exp(l_2 z), \quad (4.5.13)$$

где $l_{1,2}$ — корни характеристического уравнения

$$l_{1,2} = \pm i \sqrt{\frac{N^2 + \omega^2}{\omega^2 - f^2}}.$$

Из уравнения (4.5.13) следует, что l может быть мнимым числом только при условии:

$$\frac{N^2 + \omega^2}{\omega^2 - f^2} > 0. \quad (4.5.14)$$

Уравнение (4.5.14) определяет условия существования внутренних волн.

С учетом граничного условия на поверхности $C_1 = C_2$ произведем некоторые преобразования уравнения (4.5.12), тогда

$$w = 2C_1 \sin \frac{i\pi z}{H}, \quad (4.5.15)$$

где π/H вертикальное волновое число m ; i — номер моды внутренней волны, который показывает количество экстремумов в вертикальном распределении w . Например, для первой моды между поверхностью и дном озера укладывается половина волны с максимумом на глубине $z = H/2$.

В более строгой математической постановке решение уравнения (4.5.12) сводится к задаче на отыскание собственных значений и собственных функций и к построению обобщенного ряда Фурье по системе этих функций.

Дисперсионное уравнение, определяющее вид свободных внутренних волн в озерах, имеет вид:

$$\omega^2 = \frac{m^2 f_2 + N^2 n^2}{m^2 + n^2}. \quad (4.5.16)$$

Уравнение (4.5.16) описывает инерционно-гравитационные волны. Если период волн меньше инерционного $\tau_{ин}$, то условие существования внутренних волн будет следующим:

$$\omega < N. \quad (4.5.17)$$

Уравнение (4.5.16) показывает, что внутренние волны с частотой больше N не могут существовать.

При $m^2 \gg n^2$ (что выполняется для нескольких первых мод), $\lambda^2 \gg H^2$ и развиваются длинные инерционно-гравитационные волны в виде волн Пуанкаре

$$\omega^2 = f^2 + \frac{N^2 n^2}{m^2}. \quad (4.5.18)$$

Чисто инерционные волны выделяются в том случае, если $\omega^2 \gg N^2 n^2 / m^2$, тогда: $\omega_{ин} = f^2$.

В случае, когда $\omega^2 \ll N^2 n^2 / m^2$, существуют длинные внутренние гравитационные волны с частотой

$$\omega = Nn/m \quad (4.5.19)$$

и фазовой скоростью

$$C = N/m = NH/\pi. \quad (4.5.20)$$

Эти волны не имеют дисперсии.

И, наконец, при $m^2 \ll n^2$ выделяются короткие инерционно-гравитационные внутренние волны

$$\omega^2 = \frac{f^2 m^2}{n^2 + N^2}. \quad (4.5.21)$$

Их фазовая скорость при $N^2 \gg f^2 m^2 / n^2$ равна

$$C = N/n. \quad (4.5.22)$$

Таким образом, чем больше частота плавучести N и длина волны, тем больше скорость распространения коротких гравитационных волн.

4.5.4. Внутренние сейши в озерах

В рамках двухслойной модели плотность озерных вод считается постоянной в верхнем (эпилимнионе) и нижнем (гиполимнионе) слоях. Задача для внутренних сейш в узком и широком озерах в рамках двухслойной модели была решена Праудменом. Приведем решение задачи для простого случая узкого глубокого озера, в котором используется двухслойная плотностная модель (ρ_1 и ρ_2).

Объем воды, перемещающийся в верхнем слое, будет приблизительно равен объему воды, перемещающемуся в нижнем слое. Но эти слои всегда будут двигаться в противоположных направлениях. Поскольку течения в двух слоях противоположны по направлению, то и ускорения в этих слоях также противоположны. Следовательно, горизонтальные градиенты давления всегда противоположны по направлению; в этом

случае наклоны свободной поверхности и поверхности разрыва также будут противоположны по направлению.

Возвышения свободной поверхности ζ_1 должны быть намного меньше ζ_2 , т.е. амплитуда внутренних волн больше амплитуды поверхностных, а горизонтальные градиенты меньше. Отсюда очевидно, что период внутренних сейш должен быть значительно больше периода поверхностных. Не приводя довольно простых выводов, запишем уравнения для параметров внутренних сейш:

$$\tau_c = 2L \left[\frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \frac{1}{g} \left(\frac{1}{h_1} + \frac{1}{h_2} \right) \right]^{1/2}, \quad (4.5.23)$$

$$\frac{\zeta_1}{\zeta_2} = \frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \left(1 + \frac{h_1}{h_2} \right); \quad \frac{u_2}{u_1} = -\frac{h_1}{h_2}. \quad (4.5.24)$$

Период внутренних сейш, как видно из уравнения (4.5.23), определяется градиентами плотности и толщиной эпилимниона и гиполимниона. Если принять характерные значения толщин этих слоев и типичные градиенты плотности для летней стратификации, то по формуле (4.5.23) можно оценить периоды внутренних сейш для некоторых озер (табл. 4.5.2). Полученные данные подтверждают тот факт, что для экспериментального исследования внутренних одноузловых сейш необходимы очень длительные ряды наблюдений за течениями и температурой (или плотностью) воды: для Ладожского озера около 100 сут, а для Женевского озера еще больше.

Таблица 4. 5.2. Периоды внутренних сейш в озерах

Озеро	Продолжительность периода
Лох-Несс	56 ч
Женевское	96 ч
Ладожское	30 ч
Онежское	7 ч
Красное Ладожское	30 мин

4.5.5. Внутренние волны Кельвина

Захваченные берегом волны, распространяющиеся в озерах против часовой стрелки вдоль берега и имеющие временные масштабы, как правило, больше $1/f$, являются волнами Кельвина (рис. 4.5.5).

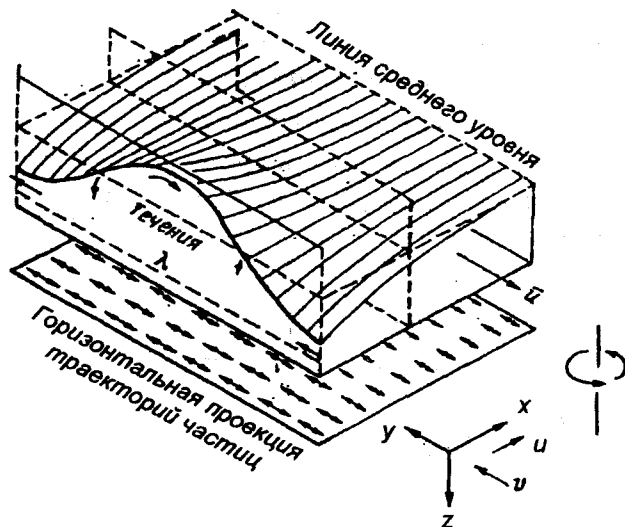


Рис. 4.5.5. Структура волны Кельвина

В том случае, если поперечная составляющая течений отсутствует, а геострофические эффекты сохраняются, в озерах могут возникать внутренние волны Кельвина. В рамках двухслойной термической структуры легко получить уравнения колебаний возвышений поверхности и границы раздела, а также скоростей для внутренних и поверхностных волн Кельвина.

Скорость распространения волн Кельвина на поверхности равна

$$C_1 = \sqrt{g(h_1 + h_2)}, \quad (4.5.25)$$

а на границе раздела

$$C_2 = \left[\left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2} \right) \frac{gh_1h_2}{h_1 + h_2} \right]^{1/2}. \quad (4.5.26)$$

Таким образом, скорость распространения внутренних волн Кельвина значительно меньше, чем поверхностных. Радиус Россби для внутренних волн, или бароклинный радиус деформации, можно определить из выражения

$$R_B = \left[\frac{g(\rho_2 - \rho_1)h_1h_2}{f^2\rho_2(h + h_2)} \right]^{1/2}. \quad (4.5.27)$$

Для характерных градиентов плотности радиус R_B в случае глубоких озер равен приблизительно 2–10 км. Внутренние волны Кельвина обнаружены на многих глубоких озерах.

При очень малых радиусах деформации Россби волны Кельвина становятся чувствительными к изрезанности береговой линии и сильно трансформируются в прибрежной зоне, что является причиной образования широкого спектра короткопериодных волн в озерах.

4.5.6. Экспериментальные исследования внутренних волн

Натурным и лабораторным исследованиям внутренних волн в последние годы были посвящены многие работы. Остановимся подробнее на результатах изучения внутренних волн, полученных в последние годы на озерах России (Ладожском, Красном, Онежском, Байкал). В этот период по натурным данным был получен ряд новых сведений и по ним рассчитаны спектры волн в озерах разных размеров и природных зон; выполнена параметризация спектров внутренних волн в озерах, как это было сделано ранее для океана. Нами ставилась задача оценить механизмы генерации и диссипации внутренних волн в разнообразных озерах; внутренние волны изучались в комплексе с другими видами движений, наблюдаемых в озерах.

Основными материалами для изучения внутренних волн послужили данные о течениях и температуре воды, собранные на автономных буйковых станциях с измерителями АЦИТТ. Кроме того, выполнялись наблюдения профилей температуры воды и записи температуры воды термоксом, а также эхолоцирование водной толщ. Для исследования внутренних волн Кельвина и Пуанкаре на Онежском озере был проведен многолетний эксперимент „Онего”. Вероятностный анализ измерений позволил выявить следующие особенности. Спектры течений и температуры воды в Онежском озере при удалении от берега трансформируются (Филатов, 1991). Вблизи берега на расстоянии 1–2 км в спектре $S(\omega, t)$ имеется максимум на частоте, соответствующей 4 сут, а далее, на расстоянии 4 км от берега, энергия этих флуктуаций падает. Амплитуда колебаний изменяется по экспоненте, что согласуется с теоретическими

оценками для внутренних волн Кельвина. В центре озера, на расстоянии более 7 км от берега, флюктуации течений на этой частоте отсутствуют. Здесь доминируют колебания течений и температуры воды с частотой, близкой к инерционной. Таким образом, спектр $S(\omega, t)$ из полициклического в прибрежной зоне в центральной зоне вырождается в двухмодальный.

При анализе взаимной корреляционной функции векторного и скалярного процессов, $K_{\vec{u}T}(\tau)$ (течений и температуры) для центральной части озера можно заметить, что доминируют флюктуации, имеющие вращение вектора по часовой стрелке с периодом 13,5 ч, т.е. с инерционным периодом. Проявляются они в вертикальных колебаниях слоя воды. Такие особенности типичны для внутренних волн Пуанкаре. Амплитуда этих волн в металимнионе, оцененная по спектрам $S(\omega, t)$, для июля — августа составляет 1–2 м, осенью они вырождаются в горизонтальные флюктуации поля скорости, т.е. становятся чисто инерционными колебаниями. В прибрежной зоне озера взаимная связь течений и температуры воды $K_{\vec{u}T}(\tau)$ обусловлена внутренними волнами Кельвина. Вектор течений здесь имеет тенденцию к циклоническому вращению (рис. 4.5.6). Анализ разности фаз между буйковыми станциями позволил оценить направление и скорость течений. Получено, что волна распространяется вдоль берега против часовой стрелки со скоростью 15 см/с. Из-за изрезанности береговой линии и неоднородностей рельефа дна параметры внутренних волн Кельвина варьируют по периметру озера. Волны обычно разрушаются, не совершив и нескольких циклов, т.е. время их существования сравнимо с характерным периодом синоптических флюктуаций атмосферы. Вероятностный анализ течений и скорости ветра показывает, что генерируются внутренние волны Кельвина атмосферными процессами.

В спектрах течений $S(\omega, t)$ прибрежной и глубоководной частей озера наблюдаются долгопериодные колебания с временными масштабами, близкими к временным масштабам внутренних волн Кельвина. Однако они не проявляются во флюктуациях температуры воды. Такие волны имеют тенденцию распространяться против часовой стрелки. Эти натурные факты, а также результаты численного моделирования показывают, что

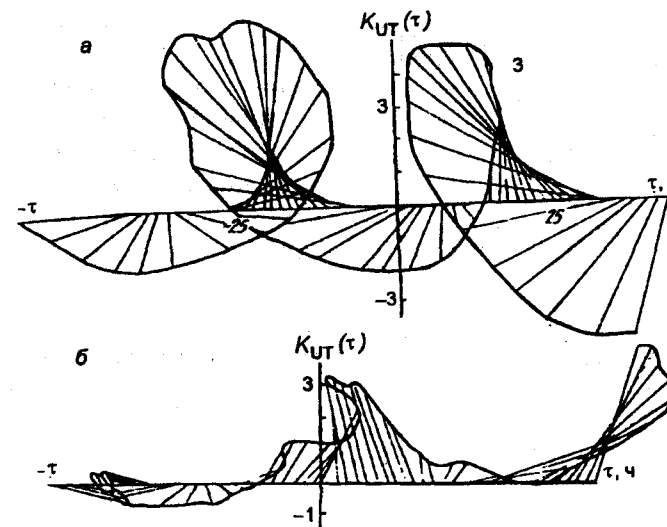


Рис.4.5.6. Взаимная корреляционная функция течений и температуры воды в глубоководной (а) и прибрежной (б) зонах озера

обнаруженные волны представляют собой баротропные топографические волны.

В спектрах течений и температуры воды Онежского озера также существуют флюктуации, по временным масштабам приближающиеся к баротропным сейшам. Течения на центральном разрезе на частоте $\omega > 0,1$ рад/ч имеют реверсивный характер. В этой части озера отмечаются зоны интенсивного экмановского прибрежного апвеллинга. Вероятной причиной обнаруженных флюктуаций скорости и температуры могут быть поверхностные сейши. Ранее отмечался возможный механизм генерации внутренних сейш поверхностными сейшами.

Исследовать экспериментально особенности внутренних волн в озере сложной формы представляется весьма непростым делом, трактовка полученных результатов неоднозначна. Гораздо эффективнее волны Кельвина и Пуанкаре могут быть изучены в озере простой формы, каким, например, является Большой Севан, имеющий ровное дно и почти идеально круглую форму. В таком озере значительно меньше факторов, влияющих на характеристики внутренних волн, и отсутствуют топографические

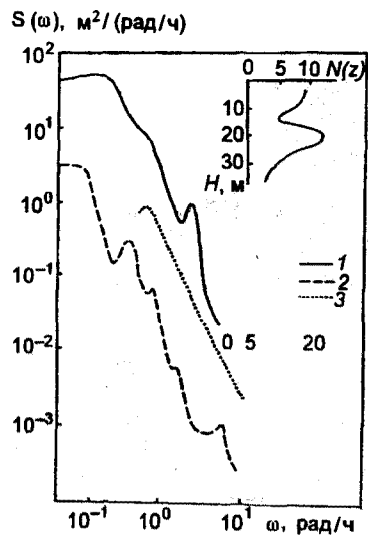


Рис. 4.5.7. Спектры вертикальных смещений изотерм в озерах изотерм в озерах Севан (1) и Красном (2) и модельный спектр ГМ-75 (3).

На врезке дано распределение по глубине частоты Вьясяля-Брента для озера Севан

частотно-временные спектры колебаний течений, температуры воды $S_T(\omega, t)$ и глубины залегания изотерм (рис. 4.5.7). По наблюдениям за температурой воды рассчитывалось распределение частоты $N(z)$, а по дисперсионному соотношению — параметры внутренних волн, волновые числа, амплитуда, длина волны, фазовая и орбитальная скорости волн.

В частности, весной термическая стратификация в озере выражена слабо, заметных внутриволновых движений в этот период нет. Наблюдаемые в мае колебания течений с периодом $\tau = 18$ ч, близким к инерционному (18,4 ч), представляют собой чисто инерционные колебания течений, генерированные резкими

волны. В работе не ставилась задача собрать как можно больше фактов существования тех или иных видов внутренних волн. На озерах разного размера, формы и при разном комплексе гидрометеорологических условий важно установить особенности трансформации спектров внутренних волн и выяснить основные механизмы генерации и диссипации волн.

Для решения этих задач были поставлены эксперименты на Ладожском, Онежском и Красном озерах. В особенности полезными оказались наблюдения на оз. Большой Севан.

Для изучения особенностей внутриволновых движений в оз. Севан были рассчитаны частотные $S_T(\omega)$ и

флюктуациями скорости ветра, временные масштабы которых меньше 18 ч. Энергия инерционных колебаний уменьшается вниз от поверхности.

Летом при формировании устойчивой термической стратификации вод отмечаются небольшое увеличение скорости течений (период осреднения 5 сут) и существенное увеличение дисперсии кинетической энергии течений δ^2 , которая в августе возрастает с 20 до 200 $\text{см}^2/\text{с}^2$. При этом анализ вероятностных характеристик ветра — частотно-временного инварианта $I_1(\omega, t)$, средней скорости $\bar{V}_a$ за синоптический период и кинетической энергии скорости ветра δ_v^2 показал, что нет тенденции к увеличению за этот же промежуток времени характеристик $\bar{V}_a$ и δ_v^2 . Больше того, дисперсия колебаний скорости ветра со временем даже уменьшается. Дисперсия колебаний температуры воды в озере имеет тренд, на фоне которого отмечаются колебания с синоптическим периодом (порядка 10 сут).

Ранее было показано (Филатов, 1991), что ветер оказывает влияние на квазипериодическое усиление общей циркуляции в основной толще вод озера (0–20 м) с синоптическим периодом. При этом в центральной части озера происходит обострение термоклина ($\Delta\rho/\Delta z > 1^\circ\text{C}/\text{м}$), а в летний период у восточного берега оз. Севан отмечаются зоны апвеллинга шириной несколько километров. В период раннего лета, когда контрасты температуры поверхности воды и воздуха существенны, в верхнем слое озера в спектре колебаний температуры воды и течений отмечаются суточные флюктуации, а позднее, когда неоднородности температуры воды и воздуха выравниваются, в спектре отмечаются полусуточные флюктуации. В июне толщина квазиоднородного слоя (эпилимниона) невелика, всего около 5 м, а в спектре колебаний течений и температуры отсутствуют суточные флюктуации. В летний период при наличии существенной стратификации вод в спектре $S(\omega, t)$ отмечаются энергонесущие зоны, соответствующие локальной инерционной частоте f_i . Эти колебания представляют собой инерционно-гравитационные волны типа волн Пуанкаре, они могут проявляться в изменении как температуры воды, так и в скорости течений. Колебания с периодом около 8 ч являются в этом случае

обертонами инерционных движений, а при отсутствии последних — модами волн Пуанкаре.

Таким образом, в весенний период в спектре колебаний течений и температуры воды на частоте f_i могут появляться чисто инерционные колебания течений, а в летнее время (июнь—август) — инерционно-гравитационные внутренние волны с периодом, близким к локальному инерционному. Усиление общей циркуляции вод циклонического характера приводит к обострению термоклина при подъеме гипolimниона, в этот момент нет существенных внутриволновых движений. А при ослаблении циклонической циркуляции генерируются на термоклине внутренние волны с периодом, близким к $\tau_{ин}$, которые существуют всего 1–2 периода инерции, затем разрушаются и порождают каскад коротких внутренних волн.

В проливе между Малым и Большим Севаном у дна, на горизонте 15 м, в спектре колебаний кроме низкочастотных колебаний существуют внутриволновые движения с циклическостью около 2,5 и 6 ч. Более короткопериодные внутренние волны связаны, вероятнее всего, с поверхностными сейшми, имеющими такой же период. При этом точка наблюдений была расположена в узле продольной одноузловой сейши, где и должны наиболее ярко проявляться колебания течений и температуры воды, вызванные сейшми. На рассчитанных спектрах колебаний уровня оз. Севан выделяются колебания сейшевого происхождения с периодом 2,5 ч; внутренние волны с периодом около 6 ч скорее всего связаны с генерацией волн при набегании потока на препятствие, так как в рассматриваемом случае в проливе действительно существует небольшой подъем дна.

Усиление общей циркуляции вод циклонического характера связано и с генерацией в озере длинных бароклинных волн Кельвина. Эти волны проявляются на расстоянии от берега, равном радиусу деформации Россби и составляющем в период с июля по август несколько километров. Поэтому в спектре колебаний температуры воды и течений в прибрежной зоне озера хорошо выражены многосуточные флюктуации (до 10 сут), в центральных частях озера они выражены менее ярко. Когерентность — разность фаз в этих движениях в разных точках озера — свидетельствует о распространении волн рас-

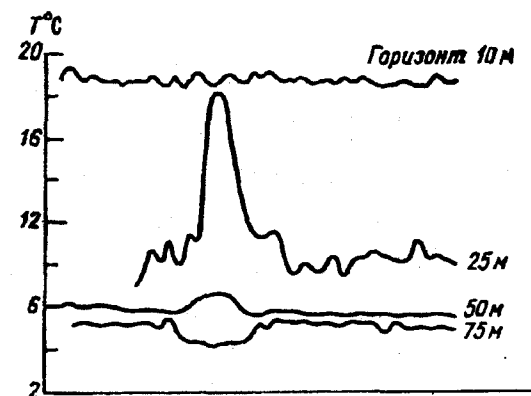


Рис. 4.5.8. Пример записи одиночной волны (см. горизонт 25 м)

сматриваемого вида вдоль береговой зоны озера, против часовой стрелки.

Кроме таких долгопериодных волн, как волны Кельвина и инерционные, в озерах встречаются одиночные волны (солитоны) с большой амплитудой. Волны этого типа напоминают „бор“, они обнаружены в ряде озер, например, в Ладожском (рис. 4.5.8). После прохождения бора в озере отмечались короткие внутренние волны, которые быстро (за время $\tau < \tau_{ин}$) затухали. Подобное явление исследовалось и на других озерах, например, Бабин. После прохождения одиночной волны здесь было обнаружено заглубление термоклина с 10 до 20 м. Вначале амплитуда внутренних волн была небольшой, но из-за нелинейных эффектов профиль волны стал асимметричным с резким фронтом. Область за фронтом догоняет область перед фронтом. Это явление называется сверхкритическим течением.

Спектры колебаний изотерм в озерах Севан и Ладожском были рассчитаны для разных месяцев. В диапазоне частот от f до N они аппроксимируются прямой с показателем степени n , изменяющемся от 1,7 до 3. Наличие сходных энергонесущих зон в спектрах и одинакового наклона спектров при некотором статистическом разнообразии $S(\omega, t)$ позволяет обобщить функции спектральной плотности для рассматриваемого диапазона частот и построить модель для внутренних волн, схожую с моделями Гаррета–Манка и Сабинина–Шулепова для

океана. Согласно этим моделям, спектр вертикальных смещений $S_{\zeta}(\omega)$ для внутренних волн может быть представлен в виде:

$$S_{\zeta}(\omega) = CN^{-1}(z) f_i \omega^{-3} \sqrt{\omega^2 - f_i^2}, \quad (4.5.28)$$

где $C = 204 \text{ м}^2/\text{ч}^2$; f_i — инерционная частота; ω — текущая частота; $N(z)$ — локальная частота Вайсяля — Брента.

На рис.4.5.7 представлен спектр $S_{\zeta}(\omega)$ вертикальных смещений изотерм, рассчитанный по наблюдениям на оз. Севан, показана аппроксимация Гаррета–Манка (ГМ-75), при этом отметим, что уровень энергии спектра Гаррета–Манка-75 оказался несколько выше уровня энергии спектра внутренних волн в оз. Севан. Аппроксимация получается более удовлетворительной в том случае, если представить спектр в озере в виде:

$$S_{\zeta}(\omega) = EN^{-1}(z) f_i \omega^{-4} \sqrt{\omega^2 - f_i^2}, \quad (4.5.29)$$

при этом константа E равна $11 \text{ м}^2/\text{ч}^2$. Величина C в формуле (4.5.28) зависит от пространственных размеров и характера стратификации вод в озере, поэтому для каждого озера будет индивидуальной.

Неустойчивость внутренних волн возникает в случае значительного градиента скорости у ее вершины, т.е. орбитальная скорость должна превышать фазовую скорость волны. Наиболее вероятный механизм разрушения внутренних волн — неустойчивость, приводящая к постепенному перераспределению энергии внутренних волн к более высокочастотным колебаниям. При разрушении внутренних волн совершается работа против сил плавучести, за счет этого растет потенциальная энергия столба воды.

Уменьшение дисперсии процесса и соответствующее увеличение угла наклона спектра и потенциальной энергии столба воды свидетельствуют о разрушении внутренних волн, приводящем к вертикальному перемешиванию.

В прибрежной зоне озера при определенных уклонах дна внутренние волны могут обрушиваться и генерировать мелко-масштабную турбулентность. Внутренние гравитационные волны с частотой ω начинают разрушаться при $\sin \theta > n/N$, где θ — угол наклона дна. Проведенные в течение трех сезонов исследования в прибрежной зоне Ладожского озера свиде-

тельствуют о том, что разрушение внутренних гравитационных волн с частотами $\omega = 0,02 \text{ рад/с}$ и $\omega = 0,05 \text{ рад/с}$ выполняется при $\sin \theta \geq 0,09$.

Большой интерес представляет взаимодействие внутренних волн и термобара. Наблюдения показали, что в зоне термобара при приближении к так называемой точке поворота коротко-периодные внутренние волны с частотой, близкой к частоте плавучести, увеличиваются по амплитуде до 2 раз и уменьшаются по длине в 1,5–2 раза. В зоне, ограниченной берегом и термобаром, могут возникать своеобразные ловушки для внутренних волн. Так, из области с локальным максимумом частоты Вайсяля–Брента внутренние волны, частота которых больше или равна N_i , не могут выйти. В то же время, наталкиваясь на термобар, внутренние волны способствуют турбулизации жидкости в зоне бара, вовлечению вод фронтальной зоны и продвижению их в глубь озера.

К основным особенностям проявления внутренних волн в малом озере (оз. Красном) можно отнести отсутствие волн Кельвина и Пуанкаре. В спектре колебаний температуры воды здесь доминируют флюктуации с временными масштабами суточных колебаний, встречаются и более короткопериодные — с временными масштабами около 4–5 ч, что связано с формированием в озере поперечных внутренних сейш. Наклоны спектров во временных масштабах от 1 сут до 1 ч для малого озера несколько круче, чем для крупных озер ($n > 2 \div 3$). Связано это с более быстрым перераспределением энергии по спектру и с ее диссипацией в мелкомасштабной области, тем более что в мезомасштабной области спектров в случае малого озера нет подпитки энергией мезомасштабных движений, таких как волны Пуанкаре. Спектры колебаний изотерм в озерах Севан и Красном при сходстве наклонов уровень энергии в крупном озере, однако, несколько ниже, а в малом существенно, на 1–2 порядка, ниже, чем в океане.

4.6. Ветровые волны

4.6.1. Воздушный поток над водной поверхностью

Ветер, дующий над водной поверхностью, является источником энергии для ветровых волн. Ветровые волны, возникшие на первоначально неподвижной водной поверхности, сами оказы-

вают значительное влияние на ветровой поток, который вследствие больших градиентов скорости в пограничном слое, является турбулентным. В пределах пограничного слоя характер движения определяется силой трения на подстилающей поверхности. Поток импульса τ_0 в пределах пограничного слоя сохраняет свою величину и выражается следующим образом:

$$\tau_0 / \rho_a = u'w' = U_x^2 = C_z V_z^2, \quad (4.6.1.1)$$

где ρ_a — плотность воздуха; $u'w'$ горизонтальная и вертикальная составляющие пульсаций скорости ветра, U_x — динамическая скорость или скорость трения; C_z — коэффициент сопротивления, V_z — средняя скорость на высоте Z .

В практике обычно используется коэффициент C_{10} , соответствующий высоте 10 м над невозмущенной водной поверхностью. При расчетах скорости ветра над водой в озерах и водохранилищах используется также высота 2 м. Для воздушного потока над шероховатой водной поверхностью профиль скорости ветра имеет вид:

$$V(Z) = (U_x/9) \ln Z/Z_0, \quad (4.6.1.2)$$

где Z_0 — параметр шероховатости, 9 — постоянная Кармана.

На рис. 4.6.1 показаны профили скорости ветра, измеренные в натуральных условиях. Из приводимых выше формул 4.6.1.1 и 4.6.1.2 следует связь между параметром Z_0 и коэффициентом сопротивления C_z :

$$C_z = (U_x/V_z)^2 = (9/\ln Z/Z_0)^2. \quad (4.6.1.3)$$

Коэффициент сопротивления и параметр шероховатости зависят от разгона и продолжительности действия ветра и его скорости. Отмечено, что коэффициент сопротивления растет более интенсивно в стадии зарождающегося волнения, чем в последующей стадии развивающегося волнения.

Существуют многочисленные эмпирические соотношения, определяющие зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра и условий стратификации приводного слоя. Приведем одну из этих зависимостей, полученную в ГГИ, для нейтральных условий стратификации воздушного потока и небольших разгонов, которые характерны для озер и водохранилищ:

$$C_{10} = (1,15 + 0,05 V_{10}) 10^{-3}. \quad (4.6.1.4)$$

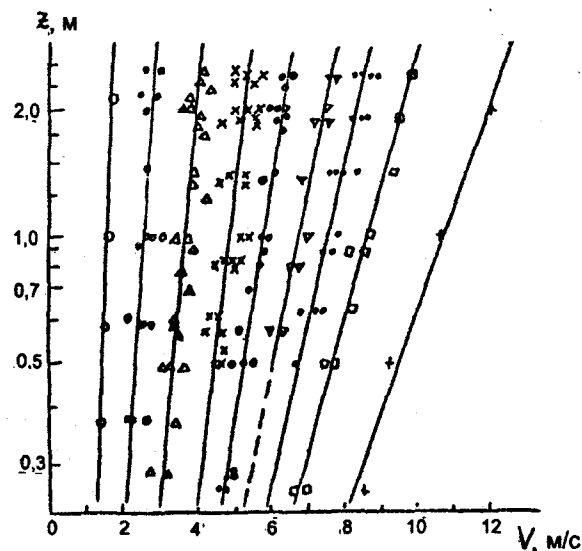


Рис. 4.6.1. Профили средней скорости ветра по измерениям на озере Вселуг

Используя (4.6.1.1) и (4.6.1.4), получим выражение для касательного напряжения ветра в виде:

$$\tau_0 = \rho_a (1,15 + 0,05 V_{10}) V_{10}^2 10^{-3}. \quad (4.6.1.5)$$

При обтекании аэродинамически шероховатой поверхности зависимость Z_0 от скорости трения U_x определяется формулой Чарнока:

$$Z_0 \sim U_x^2/g, \quad (4.6.1.6)$$

где g — ускорение свободного падения. Измерения в лабораторных и натуральных условиях подтверждают существование данной зависимости (рис. 4.6.2). Например, измерения, проведенные на озере Вселуг в условиях ограниченных разгонов, дали следующее выражение для параметра шероховатости:

$$Z_0 = B U_x^{2,3}/g,$$

где B — константа.

Непрерывность напряжения трения на границе раздела воздух-вода приводит к развитию сдвигового слоя в приповерхностном слое воды. Максимальное значение скорости

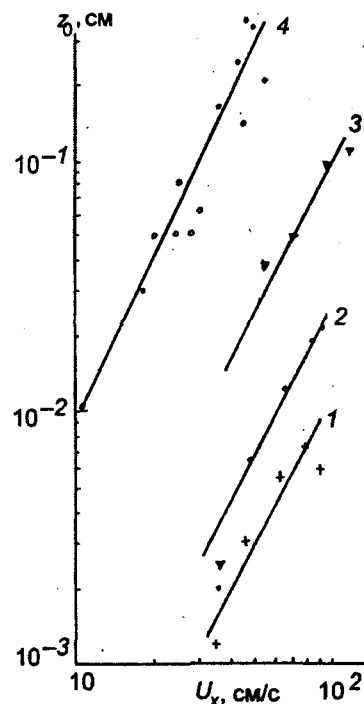


Рис. 4.6.2. Зависимость параметра шероховатости z_0 от динамической скорости ветра. 1–3 — измерения в аэрогидроканале, разгон равен 1,3; 3,6; 9,0 м соответственно. 4 — измерения на озере Вселуг

При решении практических задач по использованию водоемов необходимы сведения об изменении характеристик скорости ветра за длительный промежуток времени. В этом случае используются режимные характеристики ветра над водной акваторией. Режимные характеристики ветра можно получить из анализа повторяемости скорости и направления ветра. Таблицы повторяемости скорости ветра приводятся в частности, в справочниках по гидрометеорологическому режиму озер и водохранилищ. По данным повторяемости величин и направления скорости ветра строят интегральные кривые обеспечен-

течения в приповерхностном слое воды составляет около 3% от средней скорости ветра V_{10} . Однако скорость течения в приповерхностном слое характеризуется сильной пространственно — временной изменчивостью. Это, в частности, связано с изменением соотношения между волновой и чисто дрейфовой составляющей приповерхностной скорости.

Часто измерения скорости ветра проводят на берегу, в этом случае возникает необходимость перейти от скорости ветра, измеренной на берегу, к скорости ветра над водной поверхностью. Значения поправочных коэффициентов обычно получают эмпирически, они оказываются зависимыми от скорости ветра, условий измерения на берегу (наличие деревьев, строений и т.п.). Наблюдается также суточная и сезонная зависимости поправочных коэффициентов.

ности, с помощью которых уже определяются расчетные характеристики скорости ветра.

4.6.2. Статистическая и спектральная структура ветрового волнения

Методы расчетов статистических и спектральных характеристик ветрового волнения подробно рассмотрены в монографиях И.Н. Давидана, Л.И. Лопатухина, В.А. Рожкова (1978, 1985). Статистические и спектральные характеристики ветрового волнения на озерах и водохранилищах отличаются от характеристик ветрового волнения в морских условиях, прежде всего потому, что ветровое волнение в озерах и водохранилищах формируется, как правило, при ограниченных разгонах и на мелководье. В условиях больших глубин, где взаимодействие между спектральными составляющими невелико, плотность распределения ординаты взволнованной поверхности ζ может быть с достаточной точностью описана кривой Гаусса:

$$P_0(\zeta) = (2\pi\sigma)^{-1/2} \exp\left[-\frac{(\zeta - \bar{\zeta})^2}{2\sigma^2}\right] \quad (4.6.2.1)$$

где $\bar{\zeta}$ — среднее значение, σ — среднеквадратичное отклонение. В мелководной зоне наблюдается значительная трансформация волнового профиля, гребни волн становятся острее, впадины — более плоскими, в этом случае наблюдаются отклонения от распределения Гаусса. Распределение ординат взволнованной поверхности лучше в этом случае описывается функцией Грамма–Шарлье:

$$P(\zeta) = P_0(\zeta)[1 + (\gamma_1/3!)H_3((\zeta - \bar{\zeta})/\sigma) + (\gamma_2/4!)H_4((\zeta - \bar{\zeta})/\sigma) + \dots]$$

где $P_0(\zeta)$ определяется формулой (4.6.2.1), $\gamma_1 = \mu_3/\sigma^3$ — коэффициент асимметрии, $\gamma_2 = \mu_4/\sigma^4$ — коэффициент эксцесса, $H_3(x) = x^3 - 3x$; $H_4(x) = x^4 - 6x^2 + 3$.

Эмпирические функции распределения смещения волновой поверхности, полученные по измерениям в мелководной зоне Рыбинского водохранилища, лучше согласуются с распределением Грамма–Шарлье, чем с распределением Гаусса (Конюкова Г.Е., Показеев К.В., 1985). Для анализа функций распределения было использовано 13 записей развитого

ветрового волнения, с каждой записи было снято более 1500 ординат. Значения χ^2 для нормального распределения при числе степеней выборки, равном 9, оказалось 86, в то время для распределения Грамма–Шарлье около 19.

В случае нормального распределения ординат и узкого энергетического спектра распределение амплитуды волн подчиняется закону Релея:

$$P(a) = (a/\sigma^2) \exp[-a^2/(2\sigma^2)]. \quad (4.6.2.2)$$

Если считать, что высота волны H равна удвоенному значению амплитуды, то можно получить для плотности распределения высот волн следующее выражение:

$$P(H) = \frac{\pi}{2} \frac{H}{\bar{H}^2} \exp\left[-\frac{\pi}{4} \left(\frac{H}{\bar{H}}\right)^2\right]. \quad (4.6.2.3)$$

Так как $\bar{H} = (2\pi)^{1/2} \sigma$, то выражение (4.6.2.3) может быть представлено в следующей форме:

$$P(H) = (H/4\sigma^2) \exp[-1/8(H/\sigma)^2]. \quad (4.6.2.4)$$

Используя среднеквадратическое значение высот волн $H_r = 2\sqrt{2}\sigma$, $P(H)$ может быть представлен в форме:

$$P(H) = 2H/H_r^2 \exp[-(H/H_r)^2].$$

Следует иметь в виду, что распределение Релея применимо к описанию распределения высот ветровых волн только в том случае, если $H = 2a$. Это соотношение не выполняется, прежде всего, в прибрежной зоне, т.е. там, где колебания водной поверхности относительно невозмущенного уровня заведомо несимметричны относительно невозмущенного уровня. Для описания распределения высот волн в условиях мелководья иногда используют распределение Вейбулла, которое при определенных условиях переходит в распределения Релея.

Функция обеспеченности высот ветровых волн, предложенная Глуховским еще в 1966 г., учитывает непосредственно глубину воды h :

$$F(\eta) = \exp\left[-\frac{\pi}{4(1+\eta^*/\sqrt{2\pi})} \left(\eta^{2/1-\eta^*}\right)\right]. \quad (4.6.2.5)$$

где $\eta = H/\bar{H}$, $\eta^* = \bar{H}/\eta$, причем $0,5 \geq \eta^* \geq 0$.

В зарубежных исследованиях для описания состояния ветрового волнения наряду со средней высотой $\bar{H}$ широко используют понятие характерной или значимой высоты волны H_s . Величина характерной высоты волны H_s определяется как средняя высота 1/3 самых высоких волн. Нетрудно показать, что

$$H_s \approx 1,6 \bar{H}.$$

Второй важнейшей характеристикой ветрового волнения является период ветровых волн. Период волнения определяется как интервал между последовательными пересечениями волновой поверхностью среднего невозмущенного уровня, при этом переход через средний уровень совершается в одинаковой фазе.

В случае, если распределение ординат взволнованной поверхности описывается кривой Гаусса, средний период волны равен:

$$\bar{T} = 2[m_0/m_2]^{1/2}, \quad (4.6.2.6)$$

где n -й момент частотного спектра волнения $S(\omega)$ имеет вид:

$$m_n = \int_0^\infty \omega^n S(\omega) d\omega, \quad n = 0, 1, \dots$$

Существуют многочисленные модели спектров ветровых волн. Общей чертой всех моделей является использование гипотезы О.М. Филиппа об интервале равновесия. Согласно гипотезе Филиппа в области частот спектра, выше, чем частота максимума ω_0 существует интервал равновесия, в котором форма спектра имеет следующий вид:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5}, \quad \omega > \omega_0, \quad (4.6.2.7)$$

где α — безразмерная постоянная, зависящая, в общем случае, от безразмерного разгона. В случае ограниченных глубин выражение (4.6.2.7) трансформируется следующим образом:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} r(\beta), \quad (4.6.2.8)$$

где $r(\beta) = (1/f^2(\beta)) \{1 + 2\beta^2 f(\beta)/\text{sh}[2\beta^2 f(\beta)]\}$, $\beta = \omega\sqrt{h/g}$, $f(\beta) = \text{arch}[k\beta]$, k — волновое число.

На больших глубинах формула (4.6.2.8) переходит в выражение Филиппса, а на небольших глубинах спектр принимает форму:

$$S(\omega) = (1/2)\alpha g h \omega^{-3}. \quad (4.6.2.9)$$

Именно зависимость ω^{-3} часто наблюдается в спектрах ветровых волн на мелководье. В условиях ограниченных размеров для спектра развивающихся ветровых волн может быть использована следующая формула:

$$S(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp[-(4/5)(\omega/\omega_0)^4] \gamma', \quad (4.6.2.10)$$

где $r = \exp[-(\omega - \omega_0)^2 / -2\delta^2 \omega_0^2]$, $\delta = 0,07$ при $\omega_0 \geq \omega$, $\delta = 0,09$ при $\omega \geq \omega_0$, $\gamma = 3,3$. α является функцией безразмерного разгона. Хотя эта формула впервые была получена в эксперименте JONSWAP в Северном море, в дальнейшем она получила хорошее подтверждение в условиях озер и водохранилищ.

Для озер и водохранилищ спектр ветрового волнения часто характеризуется наличием не одного, а двух пиков. Возникновение двух пиков в спектре волн обусловлено действием различных механизмов развития ветрового волнения. Одной из наиболее широко используемых моделей двухпиковых спектров является модель Стрекалова и Масселя (1971 г.). Описание этой модели нами не приводится только из-за ее громоздкости.

Опишем некоторые результаты исследования ветрового волнения на Рыбинском водохранилище в условиях постоянного ветра, дующего с берега (Кононкова Г.Е., Показеев К.В., 1985). Регистрация возвышенной поверхности проводилась в 9 точках с разгонами от 17 до 320 м. На рис. 4.6.3 показаны спектры волн, измеренные при нескольких разгонах. На всех спектрах хорошо выражены два максимума. При динамической скорости $U_x = 23$ см/с фазовая скорость спектральных составляющих низкочастотного максимума равна 3,3 м/с. Средняя скорость ветра на высоте 10 м над водной поверхностью равна 3,6 м/с. При динамической скорости ветра 11 см/с фазовая скорость составляющих низкочастотного максимума была около 2 м/с, а скорость ветра на высоте 10 м равнялась 1,7 м/с. Таким образом, фазовая скорость спектральных составляющих низкочастотного максимума с учетом ошибки измерений оказалась равной средней скорости ветра на высоте 10 м.

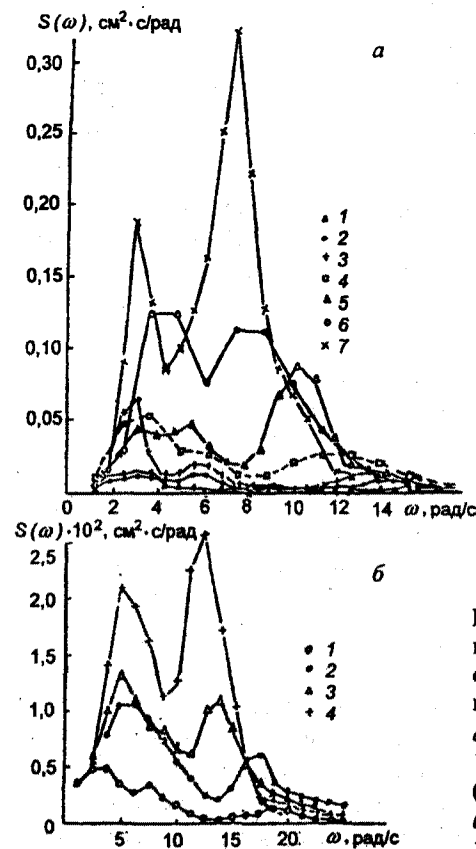


Рис. 4.6.3. Спектры развивающегося ветрового волнения при постоянной скорости ветра, дующего с берега:

a — $U_x = 23$ см/с, разгон равен 17,35; 50; 100; 150; 200; 320 м (кривые 1–7);

б — $U_x = 11$ см/с, разгон равен 50, 100, 150, 200 м (кривые 1–4)

При увеличении разгона частота низкочастотного максимума не изменяется, а величины спектральных составляющих линейно растут, т.е. развитие низкочастотных спектральных составляющих происходит в соответствии с резонансным механизмом Филиппса. Высокочастотный максимум при увеличении разгона смещается в область низких частот. Рост спектральных составляющих в этой части спектра происходит в соответствии с механизмом неустойчивости Майлса по экспоненциальному закону. В дальнейшем происходит слияние обоих максимумов. Оценки показывают, что на начальной стадии развития волн действием диссипации и нелинейными механизмами можно пренебречь. С учетом

условия стационарности спектральная форма уравнения баланса волновой энергии может быть записана в следующей форме:

$$C_r \delta S(\omega) / \delta x = \alpha + \beta S(\omega), \quad (4.6.2.11)$$

где C_r — групповая скорость, α — член функции источника, описывающий действие механизма Филиппса, $\beta S(\omega)$ — член функции источника, описывающий действие механизма Майлса.

Для низкочастотного максимума спектра рост спектральных составляющих с разгоном X происходит по линейному закону.

$$S(\omega) = \alpha X / C_r.$$

Второй член в правой части (4.6.2.11) обуславливает экспоненциальный рост спектральных составляющих.

Развитие ветрового волнения можно представить следующим образом. На первоначально неподвижной поверхности воды волны возникают под действием резонансного механизма Филиппса. Спектральные составляющие растут пропорционально времени. Затем начинается переход к экспоненциальному росту. В отдельных случаях происходит развитие двух волновых систем, соответствующих действию двух механизмов генерации волн. Развитие составляющих спектра на частотах выше частоты максимума происходит с превышением равновесного значения, при этом каждая спектральная составляющая достигает максимума, затем уменьшается до минимума, и, наконец, выходит на равновесное значение. Этот эффект называется эффектом превышения. Он был выявлен по измерениям в натурных и лабораторных условиях. Передний участок спектра формируется вследствие экспоненциального развития его составляющих и механизма нелинейного перераспределения энергии между спектральными составляющими. Уравнение баланса ветровой энергии подробно рассмотрено в монографиях И.Н. Давидана, Л.И. Лопатухина, В.А. Рожкова (1978, 1985). Последние исследования роли нелинейных механизмов в формировании спектра ветровых волн изучены Лавреновым И.В. (1998).

4.6.3. Волны на течениях

Для многих озер и водохранилищ характерно наличие зон, в которых имеются поверхностные течения того или иного происхождения и поверхностные волны. В таких областях может наблюдаться взаимодействие течений и поверхностных волн,

приводящее к изменению характеристик последних. При этом можно выделить два различных, но взаимосвязанных процесса.

Первый процесс — это трансформация волн (ветровых волн, зыби) на пространственно неоднородном течении. Изменение скорости течения может быть вызвано различными причинами, например, изменением топографии дна или поперечного сечения акватории. К проявлению этого процесса относится хорошо известное явление сулоя, заключающееся в трансформации ветровых волн на пространственно неоднородных течениях, как правило, приливного происхождения. Сулои хорошо наблюдаются при установившихся течениях, когда ветер и скорость направлены навстречу друг другу. Волны в сулое короче и круче, чем обычные ветровые волны, они более асимметричны.

Другим, хорошо известным примером трансформации волн на неоднородном течении, является формирование в результате взаимодействия ветровых волн и встречного Агульского течения у юго-восточных берегов Африки гигантских волн аномальной высоты, получивших у моряков специальное название — «волны-убийцы». Волны здесь могут достигать высоты 15–20 м при относительно спокойном море. Аномальность волн заключается в их асимметричности, необычно большой высоте и крутизне. Воздействие таких волн даже на современные суда приводит к трагическим последствиям.

Второй процесс заключается в генерации ветровых волн на течениях. В этом случае параметры возникающих ветровых волн оказываются отличными от ветровых волн, генерируемых при таких же условиях волнообразования, но без течений. При генерации волн на встречных течениях волны выше и круче обычных, на спутном течении наблюдается противоположная картина.

В природных условиях отделить процесс генерации волн на течении от их трансформации на пространственно неоднородном течении зачастую невозможно. Разделить эти два явления можно только в лабораторных условиях.

Описанные выше явления генерации волн на течениях и трансформации волн на пространственно неоднородных течениях часто наблюдаются в озерах и водохранилищах. Хотя взаимодействие волн и течений в этом случае не формирует таких опасных волн как в океане, учет их взаимодействия часто очень важен, так как может приводить к формированию волн, делающих проводку судов (речного и озерного типа) невозможной.

Этот эффект хорошо знаком речникам. Практика судовождения показала, что при сильном ветре, направленном по течению реки, проводка судов возможна. Ветер такой же скорости на встречном течении формирует крутые и высокие волны, делающие невозможным проводку судов.

Волны на пространственно неоднородном течении. Рассмотрим распространение волн на стационарном пространственно неоднородном течении. Скорость течения считается неизменной по вертикали. Пусть волны распространяются в том же направлении, в котором имеется градиент скорости. Вследствие стационарности процесса частота волн в неподвижной системе координат будет неизменной. Из уравнения сохранения волн следует:

$$\omega(k) + kU(x) = \omega_0 = \text{const}, \quad (4.6.3.1)$$

где ω_0 — частота волн на потоке в точке $U = 0$, $\omega(k)$ — частота волн в сопровождающей системе координат, т.е. в системе координат движущейся со скоростью потока. Используя $\omega = ck$ выражение (4.6.3.1) запишем в виде:

$$k(c + U(x)) = k_0 c_0. \quad (4.6.3.2)$$

Применяя уравнение для фазовой скорости гравитационных волн на глубокой воде $c = (g/k)^{1/2}$, $c_0 = (g/k_0)^{1/2}$ выражение (4.6.3.2) трансформируется в квадратное уравнение для $(c/c_0)^2$

$$(c/c_0)^2 = k_0/k = c/c_0 + U/c_0. \quad (4.6.3.3)$$

Решение (4.6.3.3) имеет вид:

$$(c/c_0) = 1/2 \pm 1/2(1 + 4U/c_0)^{1/2}. \quad (4.6.3.4)$$

Из (4.6.3.4) следует, что волны не распространяются в область $|U| \geq c_0/4$. В критической точке скорость течения равна и противоположно направлена групповой скорости волн. Таким образом, в этой точке групповая скорость волн обращается в ноль. Эта критическая точка называется точкой блокировки, в ней происходит не только остановка волн, но и ее отражение — волны начинают распространяться в другую сторону. Именно этой отраженной (или обратной волне) волне соответствует знак минус в уравнении (4.6.3.4). Знак плюс соответствует прямой волне. Дисперсионное соотношение для гравитационных волн на встречном течении показано на рис. 4.6.4. Частоте ω_0 соответствуют две волны, бегущие влево. Фазовые скорости волн

имеют одинаковое направление, а групповые — противоположное. Для волны 1 (частота равна ω_0 , волновое число равно k_1) групповая скорость больше нуля. Для волны 2 (частота равна ω_0 , волновое число равно k_2) групповая скорость отрицательная. Волна 1 является прямой или падающей волной, волна 2 является обратной или отраженной. Следует отметить, что продолжительное время неоднозначность решения (4.6.3.4) игнорировалась, считалось, что решение со знаком минус не имеет физического смысла. Однако экспериментальные исследования доказали реальность отраженных волн.

Из (4.6.3.3) и (4.6.3.4) следует выражение для изменения длины волны на неоднородном течении:

$$\lambda/\lambda_0 = 1/4 [1 \pm (1 + 4U/c_0)^{1/2}]^2. \quad (4.6.3.5)$$

Изменение амплитуды или высоты волны можно получить из уравнения сохранения волнового действия, которое вследствие стационарности принимает вид:

$$d[E((U + c_r)/\omega)]/dx = 0,$$

где E плотность волновой энергии, c_r — групповая скорость волны.

Для гравитационных волн на глубокой воде уравнение сохранения волнового действия принимает вид:

$$E(U + c/2)^2 = E_0 c_0^2 / 2 = \text{const}, \quad (4.6.3.6)$$

откуда получаем изменение амплитуды:

$$a/a_0 = c_0 / [c(c + 2U)]^{1/2}. \quad (4.6.3.7)$$

В выражениях (4.6.3.6) и (4.6.3.7) E_0 , a_0 соответствуют плотности энергии и амплитуде волн при $U = 0$.

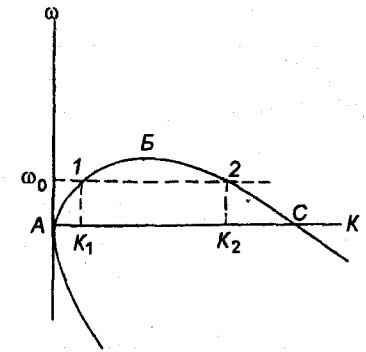


Рис. 4.6.4. Дисперсионное соотношение для гравитационных волн на встречном течении. Б — точка блокировки: 1 — прямая волна ($c_r > 0$), 2 — отраженная волна

Изменение амплитуды волн на неоднородном течении с учетом взаимодействия волн и течений было впервые получено Лонге-Хиггинсом и Стюартом. Однако, следует иметь в виду, что приведенные выше результаты справедливы только для гармонических волн малой амплитуды. Нелинейность, спектральный состав волнения, капиллярность, эффекты диссипации приводят к существенному отличию законов изменения параметров волн от законов изменения гармонических волн малой амплитуды на течении.

Поправку к скорости течения, вызывающей блокировку волн конечной амплитуды, можно получить на основе выражения групповой скорости гравитационных волн, учитывающих крутизну волн (ak):

$$c_r = U + 1/2(g/k)^{1/2} (1 + 3/2 (ak)^2) \quad (4.6.3.8)$$

При блокировке волн $c_r = 0$, поэтому для волн предельной крутизны при $(ak)^2 = 0,2$ скорость блокировки составляет $-0,32c_0$. Более точные расчеты показывают, что $U_{бл} = -0,3c_0$. Эта величина существенно отличается от значения скорости блокировки волн бесконечно малой амплитуды ($U_{бл} = -0,25c_0$).

Рассмотрим результаты лабораторных исследований, в которых экспериментально было показано существование отраженных волн и явления блокировки. В экспериментах изучалось распространение регулярных гравитационно-капиллярных волн на однородных и плавно неоднородных вдоль направления распространения волн течениях и явление блокировки. Опыты проводились в стеклянном лотке длиной 670 см, высотой 40 см и шириной 20 см. Волнопродуктор генерировал плоские синусоидальные волны с частотой от 2 до 11 Гц с начальной амплитудой от 0,1 до 10 мм. Импульсный манипулятор, включенный в цепь питания волнопродуктора, позволял генерировать волновые пакеты из нескольких колебаний основной частоты. Для измерения параметров волн использовалась система электродных волнографов. Профили средней скорости измерялись микровертушками, скорость поверхностного течения — при помощи миниатюрных пенопластовых шариков. Пульсации скорости измерялись термоанемометром. Измерения проводились в трех режимах: на спокойной воде ($U = 0$), на постоянном течении, на течении, скорость которого менялась вдоль лотка. Величина скорости течения $U(x)$ изменялась путем трансформации площади

поперечного сечения лотка. Измерения показали, что изменением скорости течения с глубиной в пределах волнового слоя можно пренебречь. В большинстве экспериментов пространственный масштаб изменения скорости течения был много больше длины волны. Это позволяет использовать адиабатическое приближение для волн на отдельных участках течения. Изменяя положение волнопродуктора относительно лотка, можно было создавать волны на спутном и встречном течениях. Оценка групповой скорости волн была получена из временной задержки огибающей волнового пакета, оценка фазовой скорости — по величине фазового сдвига между записями возвышений поверхности двух волнографов, расположенных на расстоянии, соизмеримом с длиной волны. Для повышения точности измерений один из датчиков перемещался, при этом фиксировался момент изменения фазы на 180° на стробоскопическом осциллооскопе или с помощью фигур Лиссажу.

Измерения показывают, что соотношение (4.6.3.5) хорошо выполняется для синусоидальных волн на постоянных спутных или встречных течениях (рис. 4.6.5а). При распространении волн на плавно неоднородном течении измерения хорошо согласуются с расчетами, проведенными в адиабатическом приближении. На рис. 4.6.5б приведены данные об изменении длин волн различных частот, распространяющихся из области спокойной воды на встречное течение.

При учете капиллярности дисперсионное соотношение (4.6.3.1) преобразуется:

$$(gk + (\sigma/\rho)k^3)^{1/2} + U(x)k = \omega_0 = \text{const}, \quad (4.6.3.9)$$

где σ — коэффициент поверхностного натяжения, ρ — удельная плотность воды. Семейство кривых, рассчитанных по этой формуле, приведено на рис. 4.6.6а. Цифры, поставленные у кривых, соответствуют величине скорости в см/с. Положительным значениям частоты соответствуют волны, которые распространяются против течения, а отрицательным значениям частоты — волны, распространяющиеся по течению.

Пусть волновой пакет с частотой $F = 1,5$ Гц распространяется на встречном течении, скорость которого плавно растет. Изочастота $F = 1,5$ Гц изображена на рис. 4.6.6а пунктирной линией. Начальному положению $U = 0$ (на рисунке не показано) соответствует длина волны $\lambda_0 = 70$ см. По мере изменения скорости встречного течения переходим с одной дисперсионной кривой на другую, при этом величина групповой скорости

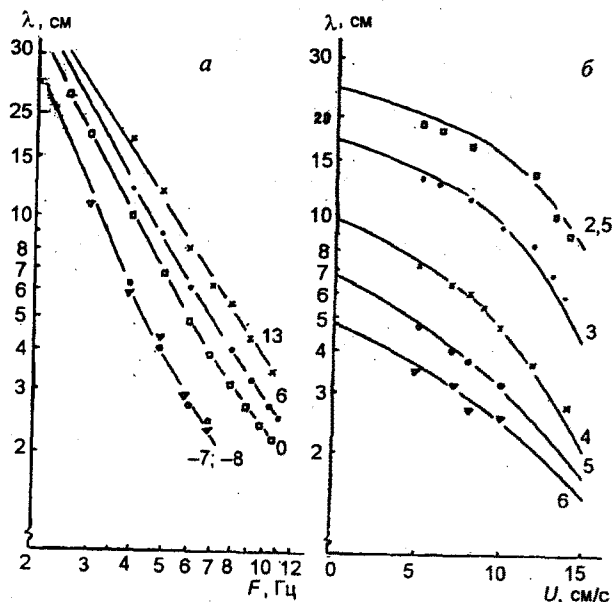


Рис. 4.6.5. Зависимость длин волн от частоты и скорости течения для однородного (а) и неоднородного (б) течений. Скорость в см/с указана цифрами у кривых, частота в Гц нанесена на кривые

уменьшается, волновое число растет. В точке 2 ($U = -26$ см/с) происходит полная остановка и отражение волн ($c_r = 0$).

В области, где скорость течения меньше 26 см/с, существуют две волны: рассмотренная ранее прямая волна, имеющая групповую скорость больше нуля $c_r \geq 0$ (область левее точки 2) и отраженная волна (область правее точки 2). Фазовая скорость отраженной волны положительна, а групповая — отрицательна, огибающая волнового потока движется по потоку. Волновое число отраженной волны при уменьшении скорости течения U растет (см. переход от точки 3 к точке 4). В точке 4 при $U = 20$ см/с происходит блокировка отраженной волны, она в свою очередь отражается, превращаясь в прямую волну (область правее точки 4). При учете капиллярности в (4.6.3.9) появляются две точки, в которых $c_r = 0$. Эта особенность приводит к явлению двойной блокировки. Рис. 4.6.6.6 схематически поясняет трансформацию длин и направлений распространения волн при линейном законе изменения скорости встречного течения с расстоянием. Видно наличие трех областей. В области I ($|U| \leq 20$ см/с) существует только прямая волна, соответствующая

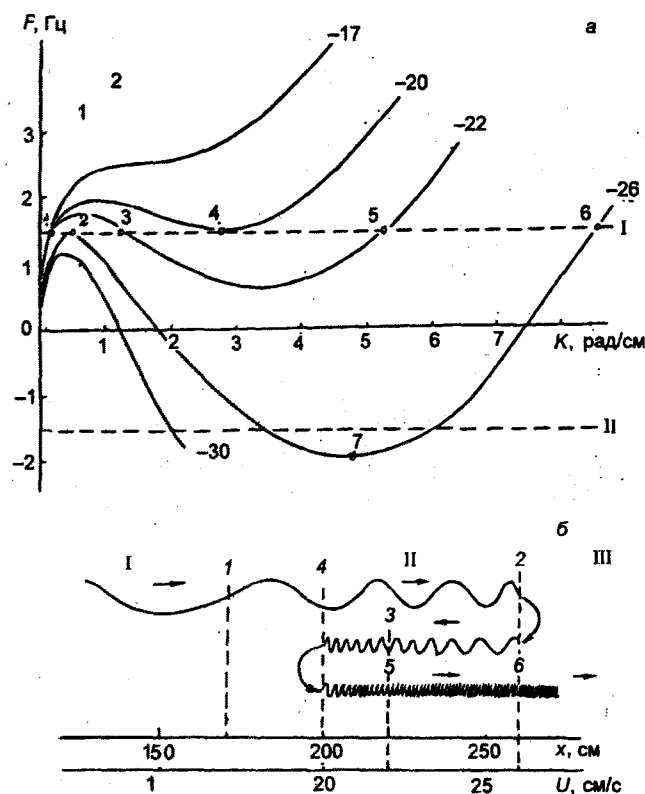


Рис. 4.6.6. а — дисперсионные кривые волн на встречном течении. Цифры у кривых обозначают скорость в см/с. Пунктир I — изочастота 1,5 Гц. Пунктир II — изочастота -1,5 Гц. 2, 4, 7 — точки блокировки; б — схема трансформации волн

гравитационной ветви. В области 3, где $|U| \geq 26$ см/с, существует только прямая волна, соответствующая капиллярной ветви. В области 2 распространяются две прямые и одна отраженные волны. При переходе из области $U = 0$ в область 3 длина волны изменяется более чем на два порядка. Рассматривая последовательное положение точек пересечения изолинии $F = -1.5$ Гц (пунктирная кривая 2) с дисперсионными кривыми, можно получить картину трансформации длин волн на спутном течении. В этом случае получаем одну точку блокировки 7.

На рис.4.6.7 приведена фотография волн на встречном течении в области блокировки. Хорошо видны области 1 и 3, область 2 мала и не видна.

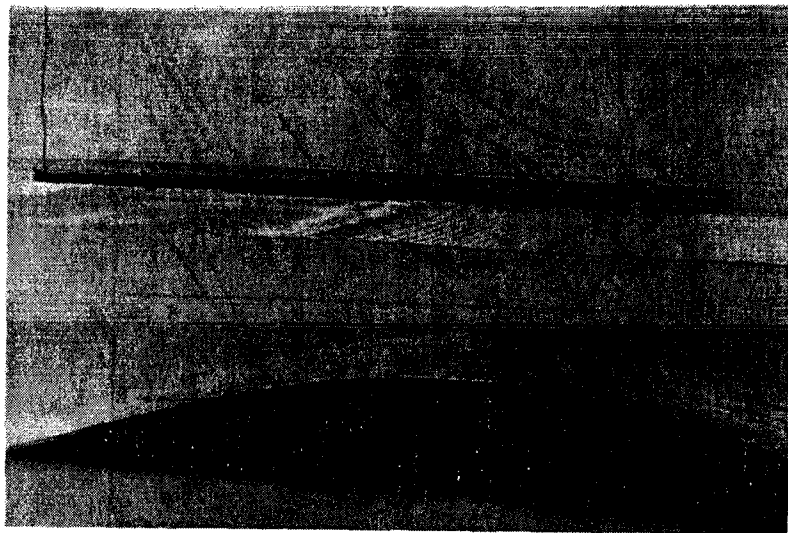


Рис. 4.6.7. Блокировка волн на встречном течении. Волна распространяется слева направо

Учет капиллярности приводит к существенному усилению эффекта блокировки гравитационно-капиллярных волн. Блокировка принимает двойной вид, появляются ограничения по скорости и частоте блокировки: волны с частотой выше 2,65 Гц не блокируются, скорость течения меньше 17,8 см/с вообще не вызывает блокировки никаких частот.

Оценить значения максимальной амплитуды волны в окрестности точки блокировки можно по формуле:

$$a_m/a_0 = 4,27 (\alpha/dU/dx). \quad (4.6.3.10)$$

Расчеты, проведенные по этой формуле, были сопоставлены с результатами лабораторных экспериментов и дали значения, завышенные в 1,5–2 раза по сравнению с результатами экспериментов. Объяснить наблюдаемое расхождение теории и эксперимента можно тем, что в теоретической модели не учитывается вязкая диссипация, которая играет в окрестности точки блокировки большую роль.

На встречном течении действует два механизма, определяющие изменение амплитуды волны. С одной стороны происходит ее возрастание в соответствии с формулой (4.6.3.7), с другой стороны значительное увеличение волнового числа

обуславливает рост вязкого затухания. Эффект молекулярной вязкости при движении волны в точку блокировки может быть оценен по формуле:

$$\gamma = \int_0^x 2k^2 \nu dx / c_T, \quad (4.6.3.11)$$

где ν — кинематический коэффициент вязкости. В этом выражении групповая скорость c_T и волновое число k , являются функцией координаты и скорости течения. Расчеты, проведенные для условий лабораторного эксперимента, показывают, что декремент затухания увеличивается в 5–20 раз по сравнению со спокойной водой. На рис. 4.6.8. показаны результаты измерения высот волн различной частоты в окрестности точки блокировки. В низкочастотном участке рассматриваемого диапазона ($F \leq 2,5$ Гц) на встречном течении в критической точке блокировки наблюдается рост волн в 3–4 раза. Для более высоких частот (выше 4 Гц) наблюдается быстрое затухание волн, обусловленное ростом волнового числа и уменьшением групповой скорости.

Таким образом, в окрестности точки блокировки для низких частот изменение высоты волны определяется, в основном, взаимодействием волн с течением, на более высоких частотах преобладает эффект диссипации. Действие этих механизмов позволяет объяснить наблюдавшееся в экспериментах изменение спектрального состава волновых пакетов по мере их распространения со спокойной воды в область блокировки. В случае распространения волнового пакета на встречном течении эффект блокировки выглядит следующим образом: по достижении места,

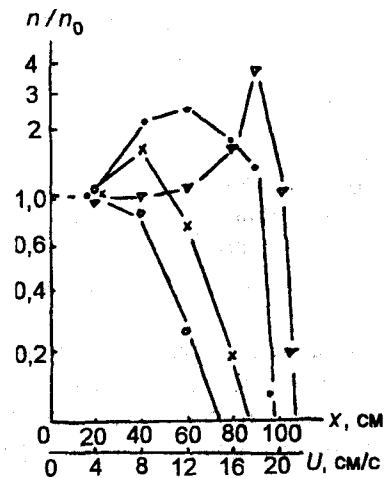


Рис. 4.6.8. Изменение относительной высоты волн на встречном линейно растущем течении: 2 Гц (∇), 3 Гц ($\bullet$), 4 Гц ($\times$), 5 Гц ($\circ$)

где выполняется условие блокировки для данной спектральной составляющей, она останавливается и отражается, остальные составляющие продолжают движение до очередной блокировки. Вследствие такой локальной блокировки происходит изменение спектрального состава (сдвиг в область низких частот). Различное затухание спектральных составляющих еще больше осложняет картину.

4.7. Циркуляции Ленгмюра

Наблюдения показывают, что во многих геофизических течениях в атмосфере и гидросфере в пограничных слоях часто возникают хорошо организованные вихревые образования, которые получили название когерентных структур (КС). Примером КС являются циркуляции Ленгмюра (ЦЛ), которые иногда называют также вихрями Ленгмюра. Они представляют собой разнонаправленные когерентные вихревые структуры с горизонтальными осями, параллельными направлению приводного ветра. ЦЛ генерируют особый гидрофизический, гидрохимический и гидробиологический режимы в верхних слоях океанов, морей, озер и водохранилищ (Thorpe, 1984; Filatov, Rjangan, Zaitsev, 1981; Рянжин 2000; Блохина, Орданович, 2000).

ЦЛ в океанах, морях и озерах представляют собой относительно узкие полосы пены на поверхности водоема, которые выстраиваются вдоль направления приводного ветра. ЦЛ становятся заметными при достижении скоростью ветра некоторых критических значений более 3 м/с. Зоны конвергенции маркируются пеной, пузырьками, водорослями, разными частицами — так возникают полосы (рис. 4.7.1, а).

Полосы обычно вытянуты параллельно направлению ветра. Две соседние полосы ограничивают циркуляционную ячейку. В этих ячейках возникают чередующиеся право- и левосторонние вихри с продольными осями. При этом вихри в ячейках ЦЛ асимметричны из-за того, что нисходящие компоненты скорости больше восходящих и имеют тот же порядок, что и горизонтальные компоненты. Вместе с основными полосами конвергенции наблюдаются вторичные полосы. Предположительно рассматриваемые когерентные структуры или ЦЛ влияют на особенности формирования физико-химический и биологический

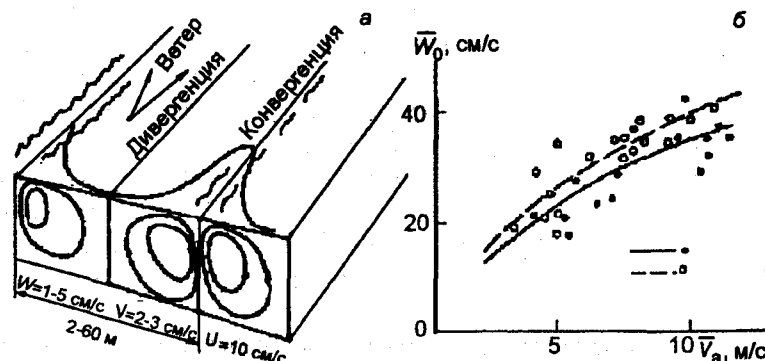


Рис. 4.7.1. Схематический вид когерентных структур —циркуляций Ленгмюра в верхнем слое озера (а), зависимость вертикальной составляющей скорости течений в циркуляциях Ленгмюра от скорости ветра на поверхности водоема (б)

режимы в верхнем слое водоема. Они существуют в широком диапазоне гидрометеорологических условий. Было установлено, что пороговые значения скорости 3–5 м/с или касательные напряжения ветра 0,15 дин/см², необходимые для их возникновения (Рянжин, Миронов, 1985), контролируются начальной гидростатической устойчивостью верхнего слоя и потоком плавучести через поверхность водоема. Однако при высоких скоростях ветра, более 15 м/с, эти полосы обычно не наблюдаются, а когерентные структуры разрушаются. По измерениям компоненты вертикальной составляющей течений в полосах опускания могут достигать 4–8 см/с. Примеры особенностей ЦЛ при разных условиях приведены нами в разделе 6.3 книги.

В полосах ЦЛ отмечаются и изменения температуры воды, которые составляют 0,2–0,3 °С. Известно, что вертикальная составляющая скорости течения W зависит от скорости ветра (рис. 4.7.1, б), аналитический вид зависимости представлен следующей формулой:

$$W_0 = a V^b,$$

где a и b — константы, равные соответственно $3,6 \cdot 10^{-2}$ и 0,7 при безразличной стратификации приводного слоя и $a = 6,0 \cdot 10^{-2}$, $b = 0,6$ при устойчивой.

По экспериментальным данным в Ладожском и Онежском озерах было показано, что расстояние между основными ячейками примерно равно толщине эпиплимниона, однако это не всегда соответствует действительности. Так, например, в озере Байкал при толщине эпиплимниона около 70 м расстояние между ячейками составляло всего 10 м. При достижении когерентными структурами дна происходит увеличение горизонтальных размеров ячеек. При наличии термоклина эти движения могут способствовать генерации внутренних волн. Механизмы формирования этих структур в океане и озерах рассмотрены многими специалистами. Например, их генерация объясняется сдвиговой неустойчивостью в экмановском потоке. А. С. Монин и В. В. Красицкий показали, что для генерации ЦЛ не обязательна нелинейность поверхностных волн, создающая стоков перенос. Более того, возможны образования ЦЛ и без поверхностных волн. Разрушение ЦЛ может приводить к генерации мелкомасштабной турбулентности. Циркуляции Ленгмюра, как оказалось, могут существенно влиять на распределение планктона и характер протекания биохимических процессов в озере. Харрис показал, что в озере Онтарио при наличии ЦЛ разность содержания хлорофилла в слое 0–5 м становится значительно меньше при увеличении скорости ветра с 4 до 10 м/с, а максимум концентрации хлорофилла отмечается в полосах схождения (опускания) ЦЛ. С помощью специально сконструированных поплавков нейтральной плавучести (Рянжин, 1977) в различных фоновых метеорологических условиях измерялись вертикальные нисходящие скорости W в полосах конвергенции ЦЛ. Оказалось, что скорости опускания (вертикальная составляющая скорости течений) положительно коррелируют со средней скоростью ветра. По результатам этих измерений были рассчитаны соответствующие линейные (Рянжин, 1977) и степенные (Рянжин, 1980; Филатов и др., 1980) регрессии W от V_0 , которые оказались различными в зависимости от знака числа Ричардсона в приводном слое. Затем в предположении, что в условиях начальной гидростатической устойчивости верхнего слоя озера (частота Вайсяля–Бранта N) вся энергия вертикального нисходящего потока в полосах конвергенции ЦЛ тратится на преодоление этой устойчивости, была выведена полуэмпирическая зависимость глубины проникновения ЦЛ от скорости ветра и частоты N . Аналогичная зависимость выведена для коэффициента вертикальной

турбулентности параметризующего эффект ЦЛ на перемешивание эпиплимниона (Рянжин, 1979, 1980; Филатов и др., 1980).

Для объяснения природы ЦЛ известны три различных механизма, которые условно можно назвать термической или гравитационной конвекцией, экмановской неустойчивостью и ветро-волновым механизмом (Рянжин, 2000).

В некотором диапазоне чисел Релея конвективные ячейки Бенара выстраиваются вдоль среднего потока и образуют, таким образом, структуры, очень напоминающие ЦЛ. Поэтому был предложен механизм термической конвекции. Однако проведенные на озерах натурные наблюдения (Рянжин, 1980; Рянжин, Миронов, 1985; Kenney, 1977) показали, что ЦЛ образуются в условиях устойчивой стратификации верхнего слоя водоема и стабилизирующего потока плавучести на границе вода–воздух. Таким образом, термическая неустойчивость не является главным для генерации ЦЛ механизмом. В качестве другого рассматривается механизм экмановской неустойчивости, при которой при воздействии ветра в слое трения возникают упорядоченные вихри с горизонтальными осями (Блохина, Орданович, 2000). В атмосфере эти упорядоченные вихри называют «облачными улицами». Следует отметить, что упорядоченные вихри наблюдались на фоне развитой экмановской спирали в океане. Существенным недостатком этой гипотезы формирования когерентных структур заключается в значительном различии характерных временных масштабах экмановской неустойчивости и самих циркуляций Ленгмюра.

Третий известный механизм формирования этих когерентных структур дан Крэйком–Лейбовичем (см. Рянжин, 2000). Эти авторы предлагают две модификации своей теории. Принципиальной особенностью реализации этих механизмов является появление «вихревой силы» в результате нелинейного взаимодействия сдвигового ветрового течения и стокова дрейфа поверхностных гравитационных ветровых волн. Оба механизма воспроизводят многие эмпирически установленные особенности ЦЛ. Однако дальнейшая проверка адекватности предложенных механизмов затруднена тем, что пока еще не были проведены натурные и лабораторные эксперименты, воспроизводящие эти механизмы.

Как показывают расчеты (Рянжин, 1999, Блохина, Орданович, 2000) и данные наблюдений на различных водоемах,

основной причиной возбуждения ЦЛ являются потоки тепла с поверхности воды в атмосферу за счет теплообмена и испарения, которые приводят к охлаждению поверхности и возбуждению конвекции. Дрейфовое течение, возникающее при этом в водоеме, выстраивает конвективные вихри вдоль направления ветра.

Следуя Н.С.Блохиной, А.Е.Ордановичу и О.С.Савельевой (2000), рассмотрим подробнее модель когерентных структур (КС), разработанную А.Е.Ордановичем. Эта модель опирается, прежде всего, на отмеченное многими авторами сходство когерентных структур в различных турбулентных потоках и вторичных течений, возникающих при потере устойчивости соответствующих ламинарных потоков и предшествующих переходу к турбулентности. Это дает возможность использовать модель турбулентного потока и рассматривать его мелко-масштабную часть как некоторую вязкую среду с особыми свойствами, в которой за счет действия определенных механизмов неустойчивости развиваются крупномасштабные вторичные течения. Вторичные течения в дальнейшем оказываются когерентными структурами.

Рассмотрим движение жидкости в горизонтальном направлении в слое глубиной H . Процессы в воде описывает система уравнений термогидродинамики в приближении Буссинеска в системе координат $Ox_1x_2x_3$. Ось Ox_1 направлена вдоль ветра, ось Ox_3 — вертикально вверх от начала отсчета на дне. Вода в водоеме имеет температуру T и скорости u, v, w , направленные вдоль соответствующих осей координат. Над свободной поверхностью водоема дует постоянный по величине и направлению ветер со скоростью V . На верхней границе задается условие твердой крышки, т.е. $U_3(H) = 0$. В результате воздействия ветра на поверхность возникает касательное напряжение $\tau = \rho_a C_U V^2$. Через границу проходит поток явного тепла $Q_s = c_p \rho_a C_T (T - T_a) V$ и поток скрытого тепла (за счет испарения) $Q_L = LC_q (q - q_a) V$. На поверхность воды воздействует также радиационный поток тепла Q_R . Как обычно, C_U — коэффициент сопротивления, C_T и C_q — числа Стентона и Дальтона, соответственно, ρ_a и c_p — плотность и теплоемкость воздуха при постоянном давлении, L — скрытая теплота парообразования, T_a и q_a — температура и удельная влажность воздуха, T — температура воды и $q = q(T)$ — насыщающая

влажность воздуха при температуре поверхности воды. На дне водоема задается постоянная температура $T = T_b$ и условия прилипания и непротекания для скорости.

Кратко методика выделения когерентных структур в турбулентной среде заключается в следующем. Все неизвестные представляются в виде трех компонент:

$$\alpha = \bar{\alpha} + \tilde{\alpha} + \alpha'.$$

В этом выражении $\bar{\alpha}$ — среднее в обычном смысле математическое ожидание величин в данной точке в данный момент времени; $\tilde{\alpha}$ описывает крупномасштабные упорядоченные структуры и характеризует математическое ожидание величин α при условии предварительного выбора системы отсчета, связанной с геометрией исследуемого упорядоченного образования и времени его развития, за вычетом среднего $\bar{\alpha}$; α' описывает отклонение от среднего и упорядоченного движения, а соответствующее движение интерпретируется как мелкомасштабная турбулентность. Считается, что мелкомасштабная турбулентность не коррелирована со средним и упорядоченным движением. Это предположение является недостаточно обоснованным.

В итоге получаются две системы уравнений типа уравнений Рейнольдса: для среднего движения — дрейфового течения и упорядоченного движения, и для описания мелкомасштабной турбулентности. Полученные первые две системы уравнений содержат аналоги рейнольдсовых напряжений τ_{ij} и турбулентных потоков тепла q_i , которые учитывают воздействие мелкомасштабной турбулентности на осредненное и упорядоченное движение. В дальнейшем уравнения для описания мелкомасштабной турбулентности не используются, а для определения рейнольдсовых напряжений и замыкания первых двух систем уравнений Рейнольдса, следуя гипотезе Буссинеска, вводятся коэффициенты турбулентного обмена ν_t и λ_t . Для упрощения считается, что коэффициенты турбулентного обмена постоянны и много больше соответствующих молекулярных значений, а турбулентное число Прандтля равно единице ($\lambda_t = \nu_t$). Значение коэффициента турбулентного обмена находится из соотношения, связывающего скорость диссипации энергии мелкомасштабной турбулентности и характерный линейный масштаб турбулентных образований. Величина скорости диссипации энергии мелкомасштабной турбулентности

находится из уравнения баланса энергии для мелкомасштабной составляющей турбулентного потока.

В качестве безразмерных единиц приняты: единицы длины $L_m = H$; скорости ветра $U_m = V/\sqrt{gH}$; времени $t_m = \sqrt{H/g}$; температуры — $\Theta_m = 1/\beta_0$; потоков тепла $Q_m = c_0 \rho_0 \sqrt{gH} / \beta_0$. Здесь β_0 — коэффициент температурного расширения воды; $\lambda = d/H$ — безразмерный период повторения когерентных структур в горизонтальном направлении; $\mu = \nu_T / H \sqrt{gH}$ — безразмерный коэффициент турбулентного обмена; $R = Q_R / Q_m$ — безразмерный радиационный поток тепла, где масштабом потока является $r = \rho_a C_w / \rho_0$, $\Theta_0 = \beta_0(T_b - T_a)$.

Верификация модели проводилась по данным натурных измерений циркуляций Ленгмюра в нескольких экспедициях на Можайском водохранилище. Были отобраны серии наблюдений, когда наличие пенных полос было особенно продолжительно и ярко выражено. По данным гидрометеорологических наблюдений за эти сроки было отмечено, что верхний квазиоднородный слой устойчиво охлаждался, теряя через поверхность водоема около 100 Вт/м^2 . При этом температура воды уменьшалась равномерно по всему слою, что свидетельствует об интенсивном перемешивании слоя. Используя при моделировании данные наблюдений (скорость ветра, относительную влажность воздуха, температуру воздуха и воды на нижней границе перемешанного слоя, радиационные потоки тепла) были получены профили скорости и температуры дрейфового течения, а также характеристики циркуляций Ленгмюра — поля распределения температуры, продольные, вертикальные и поперечные составляющие скорости в конвективном вихре, коэффициент турбулентной вязкости и другие характеристики. Некоторые из этих результатов расчетов можно сопоставить с данными натурных наблюдений. Результаты такого сопоставления позволяют считать, что в целом математическая модель циркуляций Ленгмюра, основанная на теории когерентных структур в турбулентных потоках, правильно описывает реальные проявления циркуляций Ленгмюра.

Блохина и Орданович провели исследование условий возникновения и оценку параметров ЦЛ при различных гидрометеорологических условиях и поверхностных загрязнениях. Моделирование ЦЛ при различных гидрометеорологи-

ческих условиях позволило получить характеристики как средних течений, так и когерентных структур. В зависимости от этих условий ЦЛ существовали до скоростей ветра 7–14 м/с. В модельных расчетах наблюдалась отмеченная неоднократно в экспериментах и натурных наблюдениях асимметрия вихревых структур. Зона, в которой происходит подъем жидкости в циркуляциях, шире области опускания. Центры циркуляций Ленгмюра смещены к верхней границе и к области конвергенции. Вертикальная составляющая скорости движения жидкости в местах конвергенции имеет большее значение, чем в области подъема. В зонах конвергенции жидкость более холодная на всех горизонтах. Скорости вертикального движения в вихрях и другие характеристики достигают максимума при скоростях ветра 3–6 м/с (рис.4.7.2) в зависимости от гидрометеорологических условий.

Наличие максимума параметров ЦЛ объясняется тем, что увеличение скорости ветра приводит к росту интенсивности мелкомасштабной

турбулентности и к росту коэффициента турбулентного обмена. При значительных скоростях ветра происходит увеличение потоков скрытого и явного тепла, однако турбулентный обмен становится настолько большим, что конвекция полностью подавляется.

С помощью описанной модели были смоделированы режимы, при которых ЦЛ возникали при температуре воздуха больше температуры воды. Кривая 2 на рис.4.7.2

соответствует именно этому случаю (перепад температур вода-воздух составлял $\Delta T = -2^\circ \text{C}$). Кривая 1 соответствует перепаду $\Delta T = 2^\circ \text{C}$. Видно, что при $\Delta T = -2^\circ \text{C}$ ЦЛ прекращают свое существование при меньших скоростях ветрах, чем во втором случае. Вихри в первом случае менее интенсивны. Максимальная вертикальная скорость подъема воды приблизительно в 2,5 раза

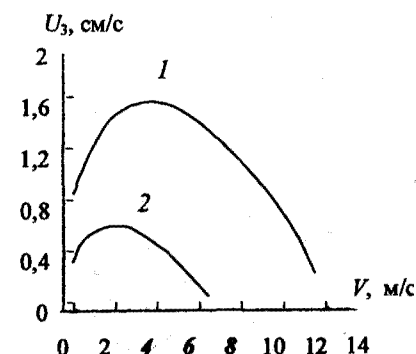


Рис. 4.7.2 Максимальная вертикальная скорость U_3 в циркуляциях Ленгмюра в зависимости от скорости ветра V .

меньше, чем в случае $\Delta T = 2^\circ\text{C}$. Максимум интенсивности движения вихрей при $\Delta T = -2^\circ\text{C}$ смещается в сторону меньших скоростей ветра.

Были проведены также серии расчетов при равномерном и неравномерном распределении пленок загрязнений по поверхности водоема для различных скоростей ветра. Получены оценки влияния пленок различного вида на зарождение и формирование циркуляций Ленгмюра.

4.8. Термобар в озерах

Замечательным явлением, которое наблюдается в озерах, является термобар (ТБ) или фронтальный раздел, который разделяет озеро на две части. Формирование термобара в пресных водоемах связано с аномальным состоянием пресных вод — максимальной плотностью вод при температуре $3,98^\circ\text{C}$. Термобар может формироваться в весенний и осенний периоды. Впервые это явление было описано основателем лимнологии В.А.Форелем, а потом более обстоятельно — в работах А.И.Тихомирова (1957) и К.Роджерса (1966). Экспериментально ТБ был изучен на озерах Мичиган (Noble and Anderson, 1968; Beer, 1971), Верхнее (Hubbard and Spain, 1973; Spain et al., 1976), Онтарио (Csanady, 1972, 1974; Rodgers, 1971; Rodgers and Sato, 1970), Ладожском (Тихомиров, 1957; Malm et al., 1993, 1994; Naumenko and Karetnikov, 1998). Большое внимание этому явлению было уделено в 80–90-х годах в работах М.А.Науменко, А.Ю.Тержевика, И.Малма, Н.С.Блохиной, А.И.Ордановича и др.

Лабораторные эксперименты по изучению ТБ осуществили Эллиоты (Elliott and Elliott (1969, 1970), и К.Д.Крейман с С.С.Зилитинкевичем (Zilitinkevich and Kreiman (1989), численные эксперименты на двух- и трехмерных моделях были выполнены Ксанэди (Csanady, 1971), Хуангом (Huang, 1971, 1972), Беннетом (Bennett, 1971), Броксом, Ликом и др. (Brooks and Lick, 1972), Ю.Л. Деминым, Н.Н. Филатовым (1991) и др. Из работ последних лет упомянем работы С.С. Зилитинкевича, А.Ю. Тержевика (Zilitinkevich and Terzhevik, 1992; Zilitinkevich 1991, Zilitinkevich et al., 1992). Достаточно полный обзор состояния исследований этого явления дал С.В.Рянжин (В кн. “Limnology and remote sensing”, 1999).

В период весеннего прогрева (или осеннего охлаждения) в пресноводных димиктических озерах зоны умеренного климата формируется фронтальный раздел (ТБ), разделяющий озеро на две изолированные области. Природа термобара в весенний период связана с конвекцией при достижении на мелководье температуры воды наибольшей плотности около 4°C . В этой зоне более теплые, но плотные воды опускаются до дна, формируя

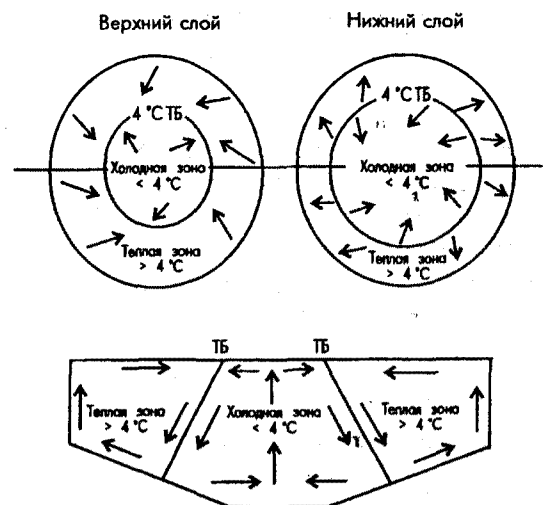


Рис. 4.8.1. Схема общей циркуляции вод при термобаре. На поперечном разрезе показаны вертикальные движения термобара

фронтальный раздел (термобар), в котором наблюдается нисходящее течение, сосредоточенное в относительно узкой полосе (рис. 4.8.1).

При этом горизонтальный обмен между этими областями отсутствует. Температурный фронт формируется вблизи берега и, располагаясь, как правило, параллельно ему, постепенно продвигается к центру озера. Время существования ТБ может быть от нескольких суток до двух-трех месяцев. В весенний и осенний периоды термобар оказывает большое влияние на перераспределение тепла, перемешивание водных масс и другие термогидродинамические процессы в водоемах. Ограничивая горизонтальное перемешивание вод, весенний ТБ влияет на накопление биогенных элементов и различного рода загрязнений в прибрежных районах, и тем самым способствует

ухудшению санитарного состояния водоемов. Специфика термогидродинамических процессов в озерах в весенний и осенний периоды, связанная с возникновением ТБ, приводит к быстрому распространению загрязнений от поверхности до дна в зоне схождения конвективных ячеек. В связи с этим изучение термодинамических процессов, протекающих вблизи ТБ, представляет большой научный и практический интерес. Термодинамические процессы в жидкости вблизи термобара моделируются следующим образом. Следуя Блохиной и Ордановичу (2000), приведем результаты моделирования термобара. Движение несжимаемой вязкой жидкости, находящейся в поле силы тяжести в водоеме глубиной H с отношением вертикального размера к горизонтальному H/L , описывается системой уравнений Навье–Стокса в приближении Буссинеска и уравнением теплопроводности, в котором пренебрегается членами, соответствующими диссипации энергии в тепло за счет трения. Верхняя граница водоема считается свободной. Задача решалась в системе координат Ox_1, Ox_2, Ox_3 . Начало отсчета помещается в левый нижний угол. Ось Ox_3 направлена вертикально вверх. Ось Ox_1 направлена вдоль ТБ. Зависимость плотности воды от температуры в районе температуры максимальной плотности описывается выражением:

$$\rho(T) = \rho_0(4^\circ\text{C})(1 - \gamma(T - 4^\circ\text{C})^2), \quad \gamma = 0,75 \cdot 10^{-5} \text{град}^{-2}$$

Нижняя граница моделируемого «водоема» ($x_3=0$) считалась жесткой. На ней задавались условия прилипания ($U_1 = U_2 = 0$) и непротекания ($U_3=0$). Температура дна считается постоянной и равной температуре максимальной плотности воды $T = 4^\circ\text{C}$. Верхняя граница ($x_3 = H$) считалась свободной. На ней использовалось условие «твердой крышки», $\partial U_2 / \partial x_3 = 0$, $U_3=0$, а также задавался поток тепла, приводивший к равномерному нагреванию поверхности водоема. Упорядоченное конвективное движение, возникающее в водоеме в районе ТБ, развивается на фоне турбулизованного потока.

В результате получается система уравнений для конвективных упорядоченных структур и мелкомасштабной составляющей потока. После осреднения уравнений термодинамики от трехмерной системы уравнений осуществляется переход к

двухмерной. В дальнейшем задача решается в плоскости x_2x_3 ($i, j = 2, 3$):

$$\frac{\partial \tilde{U}_i}{\partial t} + \tilde{U}_j \frac{\partial \tilde{U}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle U'_i U'_j \rangle}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tilde{P}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \tilde{U}_i}{\partial x_j \partial x_j} + g\gamma(\tilde{T} + T' - 4^\circ\text{C})^2 \delta_{i3},$$

$$\frac{\partial \tilde{T}}{\partial t} + \tilde{U}_j \frac{\partial \tilde{T}}{\partial x_j} + \frac{\partial \langle T' U'_j \rangle}{\partial x_j} = \lambda \frac{\partial^2 \tilde{T}}{\partial x_j \partial x_j}, \quad \frac{\partial \tilde{U}_i}{\partial x_i} = 0.$$

Для замыкания системы уравнений вводится коэффициент турбулентной вязкости ν_T и температуропроводности λ_T . В дальнейшем используется ряд упрощений. Считается, что коэффициент турбулентного обмена постоянный во всей среде и много больше соответствующих молекулярных значений, а турбулентное число Прандтля равно единице ($\nu_T = \lambda_T$). Для описания коэффициентов обмена используется соотношение

$$\nu_T = C\varepsilon^{1/3} H^{4/3},$$

где ε — средняя скорость диссипации турбулентной энергии, H — характерный линейный размер крупномасштабных образований, C — эмпирическая константа. Как только температура вблизи «берега» (правая граница) становится больше температуры максимальной плотности воды, возникает термический бар, который начинает продвигаться к центру «водоема». Чем больше прогревается водоем, тем интенсивнее становится вихрь. Область разделяется на две изолированные части, между которыми не происходит обмен веществом и энергией. С продвижением термобара к центру водоема около берега возникает область с устойчивой стратификацией.

По оценкам разных авторов получено, что скорость распространения моделируемого термобара примерно равна 0,16 км/сутки, что удовлетворительно совпадает с данными натурных наблюдений. На Ладожском озере по оценкам А.И.Тихомирова, М.А.Науменко, А.Ю.Тержевика, полученным в разные годы скорость распространения термобара составляла приблизительно 0,5–1 км/сут. Если учесть скорость перемещения модельного термобара и предположить, что он перемещается в водоеме размером порядка 5 км лишь в дневное время, то время его существования приблизительно равно 90 суток. Это также хорошо согласуется с данными натурных наблюдений на Ладого,

где термобар наблюдался от 1 до 2,5 месяцев, в зависимости от гидрометеорологических условий. Результаты расчетов горизонтальной (V_x) и вертикальной (V_y) скоростей движения воды в районе термобара показали, что они равны: $V_x = 2,9-3,8$ см/с, $V_y = 0,29-0,41$ см/с. Эти значения так же близки как к результатам натурных наблюдений на Ладожском озере (Филатов и др. 1983), где зафиксированны максимальные горизонтальные скорости течения вблизи термобара, равные 6 см/с. Согласно модельным расчетам С.С. Зилитинкевича, А.Ю. Тержевика (1991) безразмерная скорость смещения ТБ увеличивается монотонно. М.А. Науменко и С.А. Каретников (1998) по данным длительных наблюдений получили регрессионное уравнение для скорости продвижения термобара и глубины места его локализации в зависимости от текущей температуры и общего потока тепла на поверхность озера

$$F_0(t) = 101,126 + 4,801t + 0,0282t^2 - 0,0005209t^3$$

$$H(t, x) = 0,0766t + 0,0237t^2,$$

где $F_0(t)$ измерено в кал.см² день⁻¹, t — число дней после 20 апреля. При этом отмечено прогрессирующее увеличение скорости продвижения ТБ во времени.

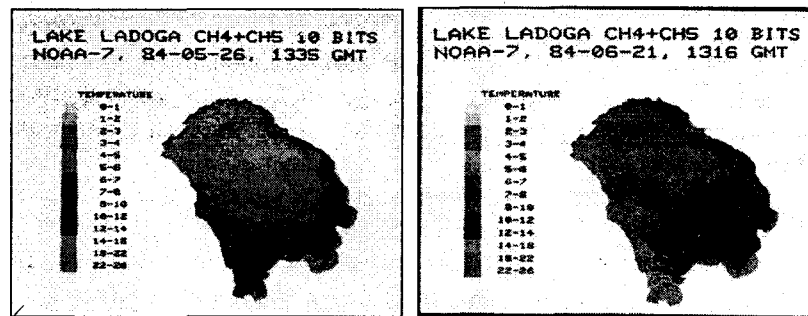


Рис. 4.8.2. Развитие термобара в Ладожском озере по данным NOAA (Malm and Jonsson, 1993)

Дистанционными методами хорошо выявляются особенности развития и продвижения термобара. На рис.4.8.2. показаны данные со спутника NOAA, которые свидетельствуют о развитии термобара и его продвижении в центральную часть озера.

ГЛАВА 5

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И ВОДНЫЕ СИСТЕМЫ*)

Изменения экологического состояния водоемов в последние десятилетия происходили на фоне существенной климатической нестабильности как в регионах, так и на планете. Имеется достаточно много данных о глобальном потеплении, в то же время приводятся сведения о преобладании внутривековой изменчивости над достаточно длительными тенденциями изменения климата. То, что озера отражают изменения климата — это очевидно. Можно вспомнить слова Воейкова о том, что озера это продукт климата. Однако в разных регионах мира эти изменения по разному проявляются в изменении экосистем озер, например в озере Байкал, Великих американских озерах или в Ладожском и Онежском.

Из анализа данных о приземной температуре воздуха района крупнейших озер Европы и Великих американских озер за последние 100 лет следует, что к 40-м гг. XX столетия закончилось интенсивное потепление, оно сменилось относительно коротким похолоданием, продолжавшимся до начала 1960-х годов (Филатов, 1997). С середины 1960-х и в 1990-х годах вновь отмечается потепление (рис.5.1).

Эта нестабильность вызвана процессами перестройки (изменчивости и изменения) глобального климата, по-видимому, в сторону его общего потепления. Упоминавшиеся же выше кратковременные похолодания были обусловлены естественной изменчивостью (Шнитников, 1968), активизацией вулканической деятельности в определенные периоды, и как следствие — существенным снижением уровня поступающей солнечной радиации из-за снижения прозрачности атмосферы. Региональные изменения климата в районах Великих американских озер и крупнейших озер Европы при общей схожей тенденции имеют и существенные отличия в его изменчивости во внутривековом масштабе.

*) Глава написана при участии Л.Е. Назаровой и Ю.А. Сало.

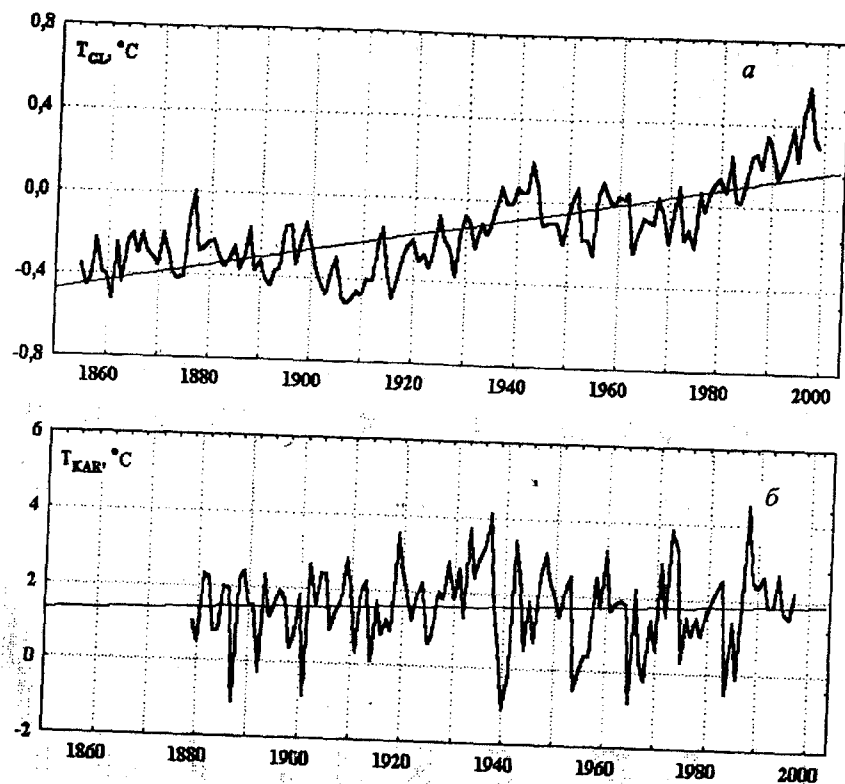


Рис. 5.1. Изменения температуры воды в глобальном масштабе (а) и в районе крупнейших озер Европы (б)

В частности, с конца 1970-х годов на северо-западе России наблюдается высокий уровень осадков и повышения уровня озер, уменьшение продолжительности периода снежного покрова на водосборе, снижение времени ледяного покрова в Балтийском и Баренцевом морях (Хублярян и др., 1996). В глобальном масштабе (по данным анализа осредненной температуры воздуха за 1990–1998 гг.) в конце 90-х годов отмечается тенденция увеличения температуры воздуха, в особенности в 1997 г., в то время как в Восточной Финноскандии (районе крупнейших озер Европы) при общей тенденции повышения температуры воздуха эти же годы по приземной температуре воздуха были в норме (рис. 5.2). В западной части северного полушария на широтах Великих аме-

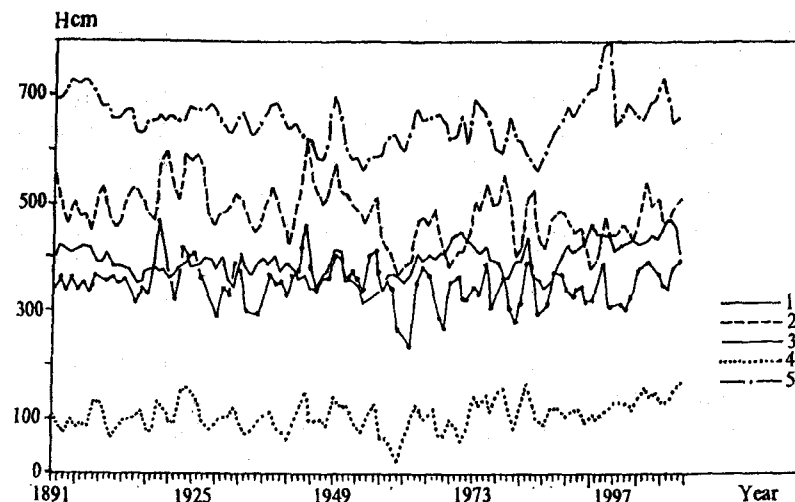


Рис. 5.2. Колебания уровня Великих американских озер (1 — Гурон, 2 — Эри, и крупнейших озер Европы (3 — Саймаа, 4 — Онежского, 5 — Ладожского) за период 1880–1989 гг.

риканских озер тенденция к потеплению глобального климата проявлялась в этот период в повышении температуры воздуха во все сезоны года, увеличении скорости испарения, как с поверхности озер, так и водосбора (Bolsenga, Norton, 1993). В 1980–1996 гг. в изменениях уровня в американских и европейских озерах отмечаются определенные схожие тенденции, среднегодовые значения уровней вод в этих озерах в конце 1990-х годов были очень высокими, в некоторых случаях достигая рекордных значений за всю историю наблюдений (Филатов, 1997).

Спектры колебаний гидрометеорологических элементов содержат составляющие с временными масштабами от секунд до нескольких тысячелетий. Рассмотрим здесь более подробно сезонные колебания элементов водного баланса и уровня и недостаточно хорошо изученные межгодовые колебания. Изменчивость этих масштабов представляет наибольший интерес с точки зрения долгосрочного прогнозирования в масштабах от нескольких лет до нескольких десятков лет.

При анализе уровня вод разных по размерам и глубине водоемов, находящихся в одинаковых климатических условиях, и находящихся на одном водосборе, например, для пар озер Ладожско-

го, Онежское и Саймаа или Гурон и Эри, должны отмечаться определенные отличия из-за особенностей соотношения в водном балансе этих озер.

Особенности изменения климата в районе Великих американских озер и колебания их уровня рассмотрены в работах (Bolsenga, Norton, 1993; Kite, 1992; Mortsch, Quinn, 1996; Tushingham, 1992). Учитывая то, что они, как и крупнейшие озера Европы, имеют одинаковое происхождение, совпадает время их образования, изменения их уровня могут быть связаны и с послеледниковыми поднятиями. По результатам анализа данных густой сети лимниграфных наблюдений, установленной на Великих американских озерах, удалось показать, что изостатические изменения имеют неравномерные поднятия. Северные берега озер имеют скорость поднятия порядка 400 мм/100 лет, а южные 100–200. Существенно более интенсивны флуктуации уровня озер, обусловленные изменениями климата (квазипериодические внутривековыми, а также авторегрессионными компонентами).

Анализ среднегодовых колебаний уровня крупнейших озер Европы и Америки свидетельствует об их когерентных флуктуациях в масштабах межгодовой изменчивости, однако даже по графику среднегодовых величин уровня видны несинхронные изменения уровня, происходящие для разных систем.

Озера Ладожское, Онежское и Саймаа, начиная с 40-х гг. XX столетия имеют положительный тренд в колебаниях уровня. Изменения, обусловленные регулированием уровня режима озер Саймаа и Онежского, с начала 50-х годов составляют сантиметры, в то время как "естественные" флуктуации имеют амплитуду порядка 100 см и проявляются в уровне всех трех рассматриваемых озер. Взаимный корреляционный и спектральный анализы пар временных рядов уровня озер Ладожского и Онежского, Ладожского и Саймаа, Онежского и Саймаа свидетельствуют о проявлении в их рядах одинаковых цикличностей с временными масштабами порядка 30 и 6–7 лет.

Взаимные корреляционные функции $K(\tau)$ показывают синхронность вариаций уровня озер в одной системе (в американских и европейских озерах), о чем свидетельствует максимальный сдвиг $K(\tau)$, который находится на нулевом сдвиге τ .

С помощью корреляционного и спектрального анализов случайных процессов в рассматриваемых выше работах была выявлена структура гидрометеорологических элементов: колебаний речного

стока, уровня озер, которые можно представить как полициклические с характерными временными масштабами 2, 5–7 и 25–30 лет. Эти результаты были получены в предположении о стационарности процессов. Как уже указывалось, методы вероятностного анализа стационарных рядов позволяют изучить структуру процесса, выделить основные циклические составляющие, однако они не дают возможность выявить изменчивость оценок вероятностных характеристик во времени. В качестве основных вероятностных характеристик нестационарных процессов используются математическое ожидание $m(t)$, авто- и взаимные корреляционные функции $K(t, t)$, авто- и взаимные частотно-временные $S(\omega, t)$ и двухчастотные спектральные плотности $S(\omega, \Omega)$. На основе взаимного корреляционного и спектрального анализов установлено, что межгодовая изменчивость стока рек и уровня озер согласуется с колебаниями температуры воздуха, атмосферными осадками и индексами атмосферной циркуляции. По нестационарным спектрам $S(\omega, t)$, полученным по участкам продолжительностью 128 лет, показано, что доля дисперсии, приходящаяся на высокие частоты, постоянна для всего периода наблюдений, в то время как для относительно короткопериодных декадных и 30-летних колебаний происходит перераспределение энергии во времени.

Все временные сечения нестационарного частотно-временного спектра представляют собой полициклический случайный процесс с многовершинным спектром (рис. 5.3). Вклад низкочастотных флуктуаций с временными масштабами 20–30 лет изменяется во времени. Для уровня Ладожского озера вклад этих колебаний изменяется от 28 до 54%, а в среднем составляет 40%; для уровня оз. Саймаа — 21–30%, при среднем — 25%. Вклад колебаний в диапазоне частот 0,10–0,50 рад/год меньше, по сравнению с ранее рассмотренными колебаниями он не превосходит 20% при среднем значении для Ладожского озера 12%, Саймаа — 10%. Доля вклада флуктуаций с временными

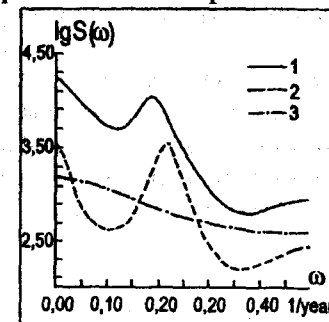


Рис. 5.3. Спектр колебаний уровня Ладожского озера, рассчитанный методом максимальной энтропии (ММЭ). 1 — модель авторегрессии (АР) 5-го порядка для Ладожского озера; 2 — то же для Онежского озера; 3 — модель 1-го порядка для Ладожского озера

масштабами около пяти лет в общую изменчивость составляет для Ладожского озера 23%, что свидетельствует о значительной роли этих колебаний. Оценка низкочастотных флуктуаций с временными масштабами 20–30 лет в спектрах уровня озер Ладожское, Онежское и Саймаа по имеющейся реализации не является достаточно надежной. Поэтому представляется целесообразным оценить спектральную плотность изменений уровня Ладожского и Онежского озер непараметрическим методом — методом максимальной энтропии.

Для суммарного притока в Ладожское озеро характерно, что внутри года имеются колебания разного частотного интервала: весной — резкий узкополосный максимум, обусловленный весенним половодьем; осенний максимум — с меньшей степенью регулярности; в отдельные годы появляется еще всплеск, связанный с летними паводками.

Особенность рассматриваемых временных реализаций состоит в том, что год от года наблюдается определенная повторяемость процесса. Причем главной чертой последней является модуляция (ослабление или усиление) внутригодовых циклов, четко проявляющаяся в озерах, что свидетельствует о нестационарности процесса, а ежегодная повторяемость сезонных колебаний, в свою очередь, — о том, что ему может соответствовать периодически коррелированный случайный процесс (ПКСП) (Рожков, Трапезников, 1988).

В диапазоне частот, соответствующих межгодовой изменчивости, характер спектральной структуры существенно отличается. Не наблюдаются резко выраженные узкополосные максимумы высокой интенсивности. Выделяется набор размытых пиков с временными периодами 5–7 и около 30 лет. В спектре отражено, что вместе с низкочастотной модуляцией внутригодовых колебаний в указанном диапазоне частот межгодовая изменчивость формируется путем наложения случайных неупорядоченных колебаний (типа красного шума или низкочастотного тренда) и циклов с временными масштабами от 2 до 30 лет.

Для прогноза уровня озер важно оценить его связь с факторами, определяющими его изменчивость. Для Ладожского и Онежского озер, как и для других проточных водоемов бореальной зоны, ими являются поверхностный приток, сток из водоема и, в меньшей мере, атмосферные осадки и испарение с водной поверхности.

Для оценки климатических воздействий на водоемы важным является анализ колебаний уровня водоемов, как интегрального

показателя изменений. Для изучения уровня водоемов широко применялись разнообразные модели, основанные на анализе линейного уравнения водного баланса и использовании моделей авторегрессии для таких бессточных водоемов как Каспийское и Аральское моря, озера Балхаш и Иссык-Куль (Привальский, 1985, Раткович, 1993), а также для сточных озер (Музылев, Привальский, Раткович, 1982). В работе Ратковича (1993) справедливо показано, что поскольку уровень водоема отражает интегральное влияние что поскольку уровень водоема отражает интегральное влияние притока, стока, осадков, испарения, реакцию собственной термодинамической системы, его поведение целесообразно описывать путем изучения вероятностных характеристик водного баланса.

Уровень водоемов имеет высокую степень коррелированности, до 0,9, что показывает присутствие длительных серий высоких и низких уровней. Таким образом, делается вывод о бессмысленности привлечения для прогноза длительных серий наблюдений уровня, содержащих многочисленные погрешности. Лучше применять для этих целей данные об элементах водного баланса, репрезентативность которых выше, чем уровня водоемов. К тому же элементы водного баланса имеют меньшую степень автокоррелированности. По данным работы (Раткович, 1993), автокорреляция составляет для испарения — 0,4–0,5, осадков — 0,1, а стока — 0,3. Стохастический характер колебаний этих элементов предполагает только вероятностное описание процесса. Последовательность значения притока к водоему, осадков и испарения задаются стохастическими моделями. Это так называемый класс динамико-стохастических моделей. Модели этого вида классифицируются по нескольким признакам. Это могут быть линейные и нелинейные модели, с одним или несколькими входами, с коррелированными и некоррелированными входами. Остановимся здесь на результатах, полученных с использованием этих моделей.

При вероятностном описании временных рядов гидрологических данных и дальнейшем использовании различных вероятностных моделей для многих параметров таких моделей трудно установить их физический смысл, в то время как для динамико-стохастических он ясен. Примененные для прогноза уровня Каспийского моря линейные модели этого типа и полученные результаты пришли в противоречие с тенденцией резкого повышения уровня этого водоема в начале 80-х годов. То, что примененная в работах (Привальский, 1985, Ratkovich, 1993) методика вероятностного прогноза с использованием линейных моделей водного ба-

ланса для прогноза колебаний уровня Каспийского моря привело к ошибке в 1,67 м, несмотря на то, что вероятность такой ошибки по расчетам (Раткович, 1993) была очень низка, всего 7×10^{-4} . Таким образом, примененный линейный тип моделей для данных процессов не приемлем.

В работе М.Г. Хубляряна для оценки уровня водоема учитывались нелинейные физические механизмы в системе, рассматривающей влияние случайных внешних сил на поведение нелинейных динамических систем. Использовалась теория так называемых индуцированных шумов-переходов. Водоем представлялся неравновесной системой с многочисленными нелинейными связями, при которых могут порождаться крупные флуктуации в системе и, как замечают авторы указанной работы, водоем в этом случае является идеальным объектом с точки зрения синергетики. Это дает возможность предусмотреть возможность появления в системе новых стационарных состояний, которые не появляются в рамках линейного подхода, и описать резкие колебания уровня водоемов, происходящие на фоне медленных изменений климата. Слой испарения с поверхности водоема, выраженный через температуру поверхности воды, зависит от глубины водоема. При этом возможны бифуркации, обусловленные тепловым механизмом колебаний уровня водоемов. В результате сделан принципиально важный вывод о том, что водоемы из-за множественности равновесных уровней-переходов между ними могут вовсе не являться индикатором климатических изменений, а отражать собственную нелинейную динамику водного баланса. Выводы, основанные на ней, представляются весьма оригинальными и могут объяснить многолетнюю "загадку природы" и установить механизм резких колебаний уровня водоемов, происходящих на фоне слабых и медленных изменений.

Рассмотрим изменчивость климата и его воздействие на водные системы на примере района крупнейших озер Европы. Приведем известный рисунок, характеризующий изменения климата (рис. 5.4). Потепление последних лет обычно трактуется как результат антропогенного воздействия. Существуют и противоположные мнения о том, что эти изменения обусловлены природными особенностями (Борисенков, 1988; Кондратьев, 1999; Адаменко, Кондратьев, 1999). В связи с этим актуальной является задача продолжить исследования изменчивости регионального климата и

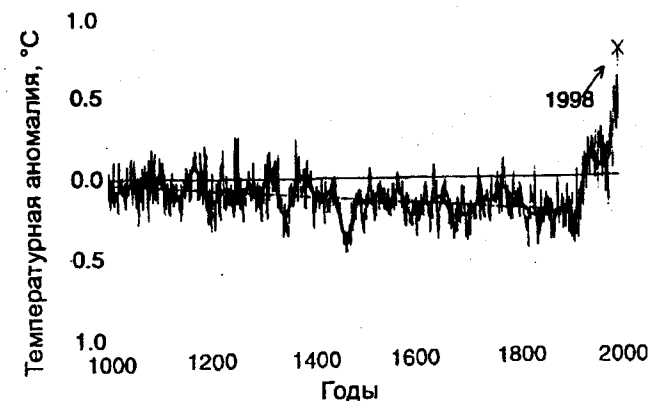


Рис. 5.4. Изменчивость аномалий температуры воздуха в глобальных масштабах за 1000 лет (кривая) и линейный тренд температуры воздуха

реакции водных систем, как по данным наблюдений, так и моделирования. Рассмотрим результаты этих исследований на примере района крупнейших озер Европы (Назарова, Сало, Филатов, 2001).

Анализ основных тенденций в долгосрочных климатических и гидрологических временных рядах по северо-западной части России начиная с 1880 по 1999 гг. выявил наличие положительных линейных трендов годовых температур воздуха (T), осадков (P), общего испарения (E) и речного стока для всех крупных (более нескольких тысяч квадратных километров) водосборов. В исследуемом регионе, так же, как и по всему северо-западу России, с конца 1970-х гг. были отмечены высокие годовые суммы осадков и увеличение уровня воды в озерах. Заметные климатические изменения в регионе в эти годы проявились также в уменьшении продолжительности периода с устойчивым снежным покровом и увеличении безледного периода на озерах и уменьшение времени солнечного сияния.

Взаимный корреляционный анализ полученных гидрометеорологических рядов выявил высокую корреляцию между основными элементами климата и водного баланса. Спектральный и корреляционный анализы временных рядов показал наличие низко- и высокочастотных квазипериодических колебаний с различными временными масштабами около 20–30, 6–8 и 2–3 лет. Колебания уровня воды, речного стока крупнейших озер Европы (Ладожского, Онежского и Сайма) также содержат подобные квазипериодические компоненты.

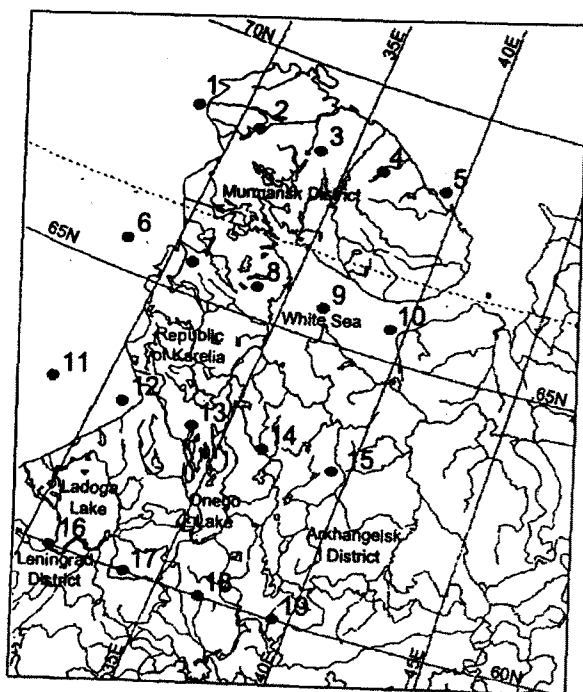


Рис.5.5. Район исследований и расположение расчетных узлов модели ЕСНАМ-4 в пределах исследуемой территории

Выявлено влияние крупнейших озер Европы — Ладожского и Онежского на климатические характеристики региона. Большой интерес представляет оценка многолетних тенденций важнейших гидрофизических характеристик — температуры воды и солёности — в Белом море, акватория которого также входит в район исследований.

Общее увеличение температуры воды за этот период согласуется с тенденциями глобальных изменений температуры воды в океане. Потепление проявляется также в уменьшении площади льдов в Баренцевом и Балтийском морях (Кондратьев, Иоханнесен, 1995). В общем случае увеличение осадков и повышение годовой температуры воздуха приводит к возрастанию суммарного испарения с территории, которое все же не компенсирует полностью увеличение приходной части водного баланса. По полученным результатам нельзя сделать однозначный вывод о том, что изменения климата в регионе, а также реакция на эти

изменения уровня и элементов водного баланса озер определяются антропогенными климатическими изменениями, вызванными "парниковым" эффектом. Межвековая и внутривековая изменчивость гидрометеорологических полей существенно влияют на состояние природного фона, на котором происходит функционирование водных экосистем.

Для оценки возможных изменений основных характеристик климата и элементов водного баланса исследуемой территории были использованы результаты численного моделирования на модели глобальной циркуляции атмосферы и океана (GCM), разработанной в Метеорологическом институте Макса Планка,

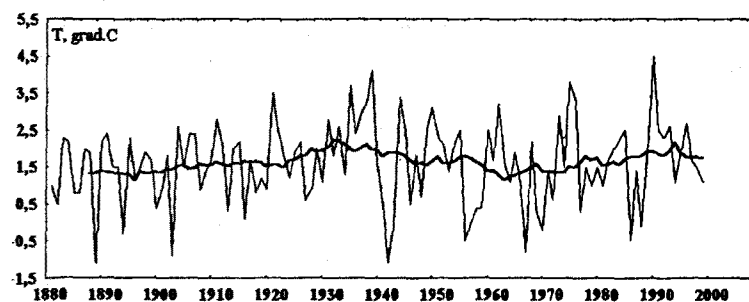


Рис. 5.6. Изменения температуры воздуха по Восточной Фенноскандии за период 1880–1999 гг. (среднегодовые и 15-летние скользящие средние значения)

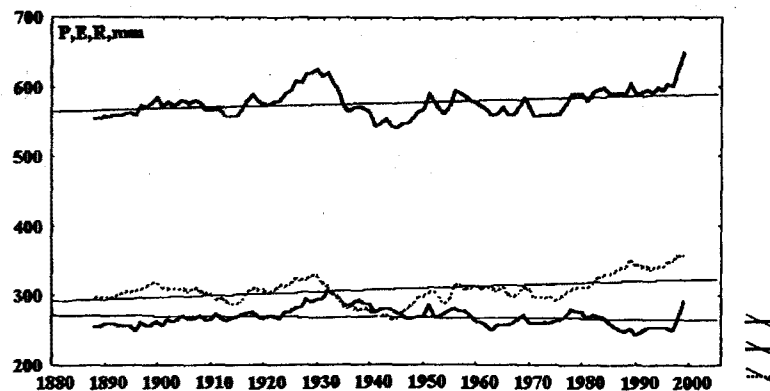


Рис. 5.7. Годовые суммы осадков (1), суммарное испарение (2) и речной сток (3) для исследуемой территории

Германия. Детальное описание модели, получившей индекс ЕСНАМ-4, дано Л. Бенгтссоном (Bengtsson, 1997).

В основе модели лежит система уравнений геофизической гидродинамики. Расчетные уравнения получены для сетки с пространственным разрешением $2,8^\circ \times 2,8^\circ$ по широте и долготе и от земной поверхности по 10 уровням до 30 км (до высоты 10 гПа) по вертикали для всего Земного шара. Минимально возможный временной шаг модели ЕСНАМ-4 составляет 24 мин, однако в нашем случае использовались результаты моделирования среднемесячных значений моделируемых параметров. Положение узлов расчетной сетки модели на территории района наших исследований показано на рис.5.5. В качестве сценариев использовались оценки возможного постепенного увеличения парниковых газов, принятые при разработке и проверке известной модели глобального циркуляционного механизма IPCC (Houghton и др., 1995). В первом случае (сценарий G) предполагается удвоение содержания углекислого газа и других парниковых газов в атмосфере Земли на период 2000–2100 гг., во втором (GA) сценарии дополнительно учитывается увеличение аэрозолей техногенного происхождения (Израэль, 1999).

Для оценки соответствия данных наблюдений и модельных расчетов месячных и годовых осадков и температуры воздуха, полученных для отдельных метеостанций, было проведено сравнение с данными в наиболее близко расположенных узлах модели. Анализ измеренных и модельных данных для отдельных станций показал хорошее соответствие среднемесячных значений температуры воздуха, однако, для месячных сумм осадков связь неудовлетворительна, как это видно, например, на рис. 5.8. Г.С. Голицын, Л.К. Ефимова и др. (2000) выполнили анализ фактических и модельных данных, полученных по 18 различным GCM, включая модель ЕСНАМ-4, для водосбора Ладожского озера, правда заметим, по данным, не охватывающим период последних, 12 лет. Они получили также хорошую согласованность измеренных и модельных данных среднемесячной температуры воздуха и низкую согласованность месячных сумм осадков, т.е. результаты подобные для нашего эксперимента.

Для годовых значений, рассчитанных в целом по каждой территории, модельные данные хорошо согласуются с измеренными значениями.

В соответствии с результатами моделирования на модели ЕСНАМ-4 в изучаемом районе возможны заметные изменения

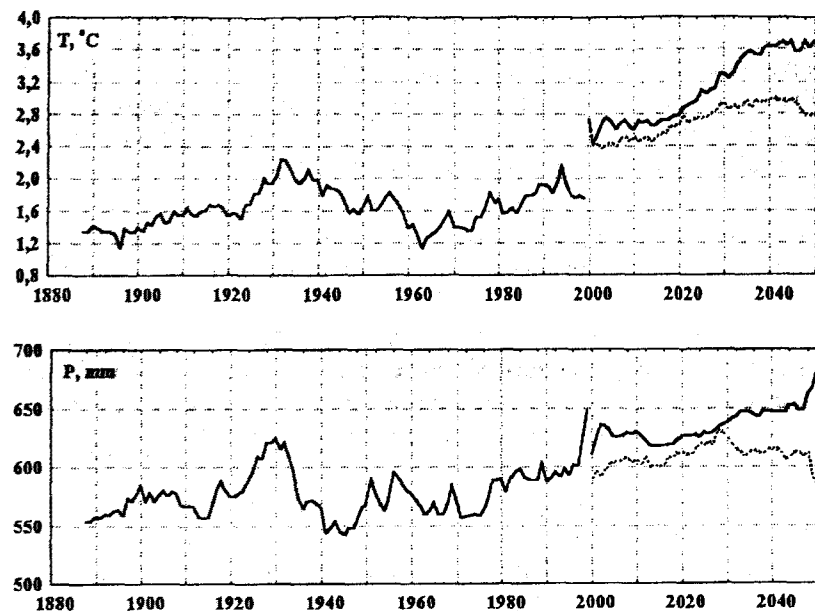


Рис. 5.8. Фактические (до 1999 г., черная линия) и модельные ряды температуры воздуха и осадков по сценарию G (серая линия) и GA (серая прерывистая линия) для территории Карелии (15-летние скользящие средние)

климата и гидрологического режима. Для Кольского полуострова по обоим сценариям норма годовой температуры воздуха может увеличиться от $-0,7$ до 2°C , годовые суммы осадков в средних многолетних значениях возрастут от 461 мм до 482–486 мм. Аналогичные изменения возможны и в Карелии. Суммарный речной сток при новых климатических условиях может уменьшиться. Согласно модельным данным возможны значительные изменения в распределении среднемесячных температур воздуха: в Карелии месяцы с мая по октябрь станут более теплыми, чем в настоящее время, на Кольском полуострове все месяцы будут значительно теплее.

Эти оценки показывают, что все элементы водного баланса территории Карелии, кроме речного стока, в новых климатических условиях по обоим сценариям будут возрастать. Наиболее интенсивно, в 1,2–1,3 раза или на 60–80 мм в сравнении с периодом 1950–1999 гг., возрастет суммарное испарение с территории. Эта

оценка хорошо согласуется с модельными данными, полученными по другим расчетам по GCM (Бусарова, Гусев, 1995). Осадки в следующие 50 лет будут увеличиваться незначительно на 4–8 %. В результате этого речной сток, определяемый как разность между осадками и общим испарением $R = P - E$, несколько уменьшится, от 319 мм (норма для периода 1950–1999 гг.) до 287 мм.

Анализ полученных результатов показал, что при новых климатических условиях изменятся не только годовые значения климатических и гидрологических характеристик, но и их сезонное и внутригодовое распределение. При увеличении температуры воздуха за счет возрастания концентрации углекислого газа в атмосфере, т.е. при парниковом эффекте, в рассматриваемых районах Великих американских озер и крупнейших озер Европы произойдут противоположные изменения (Филатов, 1997; Mortsch, Quinn, 1996).

Приведем оценки изменений в районе Великих американских озер, полученные на моделях глобального климата (МГК) (Mortsch, Quinn, 1996). При увеличении CO_2 в два раза в районе Великих американских озер на широтах 42–47° будет наблюдаться уменьшение осадков и стока рек, а при возрастании температуры нижнего слоя атмосферы — увеличение испарения. И, как следствие, снизится уровень водоемов и увеличится температура их поверхности. Наименьшие изменения могут произойти на оз. Верхнее. При возрастании температуры воды озер будут заметны существенные изменения в состоянии их ледяного покрова. Наиболее крупное падение уровня озер (на 1–2,5 м) по результатам моделирования будет отмечаться на озерах Гурон, Мичиган и Эри. Поскольку экономика региона Великих американских озер существенно определяется водными ресурсами, использованием озер для нужд гидроэнергетики, водоснабжения, транспорта, рекреации, добычи минеральных ресурсов и как приемников сточных вод, в том числе подогретых вод атомных станций, то при снижении уровня озер экономике региона Великих американских озер будет нанесен существенный ущерб.

В районе крупнейших озер Европы за тот же период, по расчетам на моделях при удвоении CO_2 для территории Финляндии и Карелии, количество атмосферных осадков будет возрастать на 5–15 %, что приведет к небольшому повышению уровня этих озер.

Колебания во времени количества осадков приведут к вариациям стока, времени наступления и интенсивности паводков, температуры воды озер, испарения и, в конечном итоге, повлияют на

экосистему в целом. Климат в районе крупнейших озер Европы станет более морским, а северных — континентальным. При увеличении температуры воздуха повысится температура воды озер, в среднем на несколько недель возрастет период времени, когда водоем свободен от ледяного покрова. Сокращение периода ледостава на водоемах будет способствовать повышению температуры воды, более интенсивной динамике водных масс, уменьшению придонного слоя — гипolimниона. Все это приведет к обеднению озерных вод растворенным кислородом O_2 . Эти причины будут способствовать еще большему эвтрофированию водоемов. С повышением выноса в водоемы минеральных солей станет обедняться поверхностный почвенный покров. А при увеличении поступления органики и биогенных веществ с водосбора возрастет и скорость продукции бактерий и фитопланктона. В озерах будет больше зоопланктона при меньшем его разнообразии и увеличится количество сине-зеленых водорослей. Эти факторы будут способствовать изменению видового состава ихтиофауны (Филатов, 1997).

Таким образом, показано что, севернее 60° с.ш. в Европе произойдут обратные по сравнению с районом Великих американских озер изменения в осадках, стоке рек и уровне озер. В этом принципиальные отличия в изменениях уровня и элементов водного баланса крупнейших озер Европы и Великих американских озер. Температурные изменения для обеих водных систем будут иметь одинаковый знак, однако амплитуда изменений температуры поверхности вод крупнейших озер Европы будет почти в два раза меньше, чем для Великих американских озер. Климатические изменения проявляются в каждой системе квазисинхронно.

Последствия этих тенденций разнообразны в силу исключительной сложности экосистем Великих американских озер и крупнейших озер Европы, наличия в них многочисленных прямых и обратных связей, неоднозначности реакции отдельных их элементов на повышение температуры в приземном воздухе и водоеме, перестройки атмосферных циркуляционных процессов, изменения интенсивности и спектрального состава солнечной радиации, проходящей к поверхности Земли, и т.д. Можно отметить, что, несмотря на определенную схожесть формирования котловин, первично олиготрофный характер этих димиктических озер Северной Европы и Северной Америки развитие экосистем проходит достаточно своеобразно, в особенности в последнее столетие.

Больше того, развитие процессов эвтрофирования, токсического загрязнения разных озер даже в одной системе существенно

различаются. Обусловлено это как особенностями лимногенеза, морфометрии, своеобразием протекания термогидродинамических процессов, процессами на водосборе, так и спецификой законодательной основы по управлению и охране озер, инвестициями на проведение охранных мероприятий, водохозяйственной деятельностью на акватории и водосборе озер в России, США и Канаде. Существенные отличия имеются и в протекании лимнических процессов в экосистемах Великих американских озер и крупнейших озер Европы, которые наблюдаются из-за разной реакции систем на воздействия климата.

То, что рассматриваемые экосистемы в определенной степени не являются независимыми, свидетельствуют инвазии таких видов, характерных для района Каспийского и Балтийского морей, как моллюск дрейсена или ледниковый реликт *Bythotrephes cederstroemi* из Ладожского озера, обнаруженный в Великих американских озерах еще в 1980 г. (MacIsaac, Grigorovich, 1999). Причиной этих поступлений могут быть балластные воды судов. Однако, даже принятые защитные меры, которые предусматривают при заходе в Великие американские озера заполнение танков судов соленой океанской водой в качестве балласта, не стали препятствием для инвазий. Возможно взрослые виды не выживают, а для икры эта мера не является надежным барьером. Инвазии являются не безопасными для устойчивого развития экосистем озер, поскольку они могут играть значительную роль в пищевых цепях, и как замечают MacIsaac, Grigorovich (1999) местные рыбаки на Великих Американских озерах могут ожидать все более значительные уловы интродуцированных экзотических видов из Евразии, чем рыб типичных для собственных водоемов.

Вышеуказанная проблема показывает что, несмотря на то, что Великие американские озера, крупнейшие озера Европы и Каспийское море удалены друг от друга на значительные расстояния, эти водоемы связаны воздействием глобальных изменений климата и техногенно, например через инвазии.

Некоторые последствия влияния изменений климата на водные системы региона Восточной Финноскандии

Изменение климата как за счет антропогенного накопления парниковых газов, так и при естественных изменениях может привести к изменениям водных и наземных экосистем.

Изменения температуры воды водоемов. Выявлена существенная нестационарность гидрологического режима озер, элементов водного баланса и уровня крупнейших озер Европы в зависимости от изменений климата. При увеличении температуры воздуха возрастет температура воды озер Финноскандии, с 7 до 8–9 месяцев возрастет безледоставный период, количество атмосферных осадков увеличится, что повлечет за собой повышение уровня озер (Филатов, 1997; Kuusisto, 1992). Такие изменения гидрометеорологических характеристик приведут к воздействию на водные и наземные экосистемы, которые можно оценить для крупнейших озер на трехмерных термогидродинамических моделях, разработанных, например, Л.А. Руховцем, Г.А. Астраханцевым, и др. (2000), а для многочисленных небольших озер, типичных для Восточной Финноскандии — на одномерных (см. The Finnish Research Programme, 1996) с использованием, полученных в настоящей работе результатов сценариев изменения климата.

Изменения циркуляции вод, перемешивания в водоемах. Уменьшение периода ледостава на водоемах будет способствовать повышению температуры воды, более интенсивному перемешиванию водных масс озер, утоньшению при этом холодного придонного слоя (гиполимниона) и как результат — к обеднению вод озер кислородом. Период стратификации возрастет. При таком развитии возможны и серьезные изменения гидродинамики крупнейших озер Европы. При вышеуказанных условиях возможно увеличение интенсификации течений, перемешивания. Если в настоящее время при климатическом масштабе осреднения основной механизм формирования общей циркуляции вод циклонического характера вносят циркуляция вод в весенне-осенний период (за счет совместного эффекта бароклинности, ветра и рельефа дна), то при потеплении климата в соответствии с рассчитанными значениями, возрастет интенсивность циркуляции зимой. При этом при длительном воздействии ветра в озерах формируется «двухячейковая» циркуляция вод. Существенно возрастет как и в Великих американских озерах циркуляция вод, перемешивание в зимний период. Все это скажется и на изменениях функционирования озерных систем. Процессы переноса и перемешивания (термогидродинамические) в определенной степени схожи для крупных димиктических озер (Филатов, 1991). Как показали последние исследования (Beletsky et al., 1999) в Великих американских озерах интенсивность циркуляции этого вида выше в зимний период, поскольку в

это время они не замерзают, за исключением озера Эри. В то время как крупнейшие озера Европы полностью или частично в зимний период покрываются ледяным покровом, отмечается слабая интенсивность динамики вод и перемешивания, что сказывается на скорости протекания эвтрофикационных процессов и загрязнения озер в крупнейших озерах Европы и Северной Америки.

Изменения функционирования водных систем. Оценивая последствия наложения взаимодействия климатических вариаций и антропогенного прессинга на крупнейшие озера Европы (КОЕ) и Великие американские озера (ВАО) за последние 40 лет, становится очевидным, что хозяйственная деятельность человека оказала за этот период преобладающее влияние на динамику этих двух крупных экосистем, при том, что в изменениях климата, по всей видимости, преобладала естественная, природная изменчивость. Тем не менее, в будущем при условии снижения антропогенной нагрузки роль климатических факторов в формировании динамики экосистем КОЕ и ВАО может оказаться определяющей. При увеличении температуры воздуха за счет возрастания концентрации углекислого газа в атмосфере, т.е. при парниковом эффекте в рассматриваемых районах ВАО и КОЕ произойдут противоположные изменения (Филатов, 1997; Mortsch, Quinn, 1996). При увеличении CO_2 в два раза в районе ВАО на широтах $42-47^\circ$ будет наблюдаться уменьшение осадков и стока рек, а при возрастании температуры нижнего слоя атмосферы — увеличение испарения. (Mortsch, Quinn, 1996) И как следствие, снизится уровень водоемов и увеличится температура их поверхности. При снижении уровня озер экономике региона ВАО будет нанесен существенный ущерб.

В районе КОЕ за тот же период, по расчетам на моделях при удвоении CO_2 для территории Финляндии и Карелии, количество атмосферных осадков будет возрастать, что приведет к небольшому повышению уровня этих озер. Последствия этих тенденций разнообразны в силу исключительной сложности экосистем ВАО и КОЕ. Существенные отличия имеются и в протекании лимнических процессов в экосистемах КОЕ и ВАО, которые наблюдаются из-за разной реакции систем на воздействия климата.

Особенности определения климатически значимых параметров водоемов

Оценка вклада антропогенных и природных факторов в изменения климата и водных систем является задачей, до сих пор не

решенной. В последние годы существенно снизились возможности слежения (мониторинга) водных и наземных систем в России из-за сложности проведения стационарных наблюдений на станциях и разрезах. Кроме того, учитывая сложный характер изменений климата, их региональные особенности, необходимо особое внимание уделить новым современным средствам мониторинга, изучения природной среды. В первую очередь это дистанционные аэрокосмические методы, использующие разные принципы наблюдений (Kondratjev, Filatov, 1999). В этой работе из-за ограниченности ее объема невозможно подробно остановиться на проблеме климатически значимых параметров океана, морей, крупных озер и водосборов. Здесь мы лишь упомянем эту проблему как важную, которой следует уделить специальное внимание и продолжить начатую Федоровым и Островским (1986) работу. Кроме упомянутых в их работе параметров определяемых со спутников, ТПО, уровень моря и озер; весьма перспективными для изучения климата являются исследования изменений ледяного покрова Арктики и больших озер по данным SAR, а также оценки изменения хлорофилла-а, растворенной органики, продуктивности с помощью данных SeaWifs, в особенности перспективных для небольших морей типа Белого или крупных озер.

ГЛАВА 6

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ
В ЛИМНОЛОГИИ6.1. Измерение гидрофизических характеристик
водных объектов

Изучение водных объектов невозможно без регулярных систематических измерений гидрофизических величин, характеризующих состояние водных объектов и процессы изменчивости их состояния, на основе широкого использования измерительной аппаратуры.

Основным источником получения гидрологической и гидрофизической информации об озерах является наблюдательная сеть Росгидромета и наблюдения и эксперименты, выполняемые институтами РАН, университетами и другими организациями. В последние годы возможности Росгидромета по измерению гидрологических параметров ограничиваются наблюдением небольшого набора параметров, и основные гидрофизические исследования проводятся Российской академией наук и университетами. Однако до сих пор система комплексного мониторинга морей и крупных озер РФ состоит из сети морских, прибрежных, островных и устьевых станций, сети вековых и стандартных разрезов, судовых наблюдений и системой дистанционных наблюдений за состоянием водных объектов.

Кратко рассмотрим сведения об основных, прежде всего автономных средствах измерения гидрофизических величин, используемых у нас в стране и за рубежом и физических принципах на которых они основаны (Ковчин И.С., 1991). В озерах и водохранилищах наиболее выражены мезомасштабные процессы, имеющие временные масштабы от нескольких часов до нескольких суток, а пространственные — от нескольких десятков метров до десятков километров. Для исследования таких процессов наиболее рационально использовать автоматическую измерительную аппарату-

ру, установленную на буйковых станциях. Применение этих приборов возможно и для исследования процессов других масштабов, например синоптических, которые занимают пространство в сотни километров и время в несколько месяцев.

К числу измеряемых параметров обычно относятся скорость течения (ее величина V и направление α), температура T , электропроводимость R , гидростатическое давление P , скорость звука C_z .

Автономные средства измерения можно разделить на следующие группы различных по назначению приборов: измерители скорости; STD-измерители — измерители электрической проводимости, температуры, глубины; самописцы уровня.

Рассмотрим кратко основные приборы указанных групп.

Приборы АЦИТ и АЦИТ-А предназначены для измерения температуры, солёности, скорости и направления течения, гидростатического давления. В АЦИТе в качестве чувствительных элементов использован платиновый терморезистор, индуктивный преобразователь электрической проводимости, датчик давления на основе манометрической трубки Бурдона, двухкомпонентный пропеллерный датчик скорости.

В АЦИТе так же производится измерение угла отклонения корпуса прибора от вертикали с целью коррекции измерения скорости. Информация с аналого-цифрового преобразователя записывается на магнитную ленту и может передаваться по гидроакустическому каналу связи.

АЦИТ-У-01 (векторный измеритель скорости течения) предназначен для измерения вектора скорости течения с записью широтной и меридиональной составляющих вектора скорости на полупроводниковый носитель, а также передачи информации по гидроакустическому каналу связи. В АЦИТе-У-01 использован двухкомпонентный пропеллерный датчик скорости водного потока и магнитный компас с емкостным преобразователем азимутального угла.

АЦИТ-У-02 является STD-прибором. В нем в качестве первичных преобразователей использован платиновый терморезистор, трехэлектродный кондуктивнометрический преобразователь электропроводности, тензометрический преобразователь гидростатического давления. Запись данных проводится в полупроводниковую память.

Недостатки, свойственные АЦИТ-У, устранены в приборе «Вектор-2», разработанном в ААНИИ. Он предназначен для авто-

номного измерения течений на буйковых станциях. Прибор имеет систему опроса датчиков скорости и направления течений с частотой, превышающей частоту движений буя и волн. В выдаваемой информации параметры этих опросов интегрируются методом сложения векторов и тем самым исключаются погрешности измерения скорости.

Измеритель «Поток-2М» предназначен для измерения вектора скорости и температуры воды. Система подвески обеспечивает ориентацию прибора в потоке с помощью хвостового обтекателя. Данные записываются в полупроводниковую память. В качестве первичного преобразователя скорости течения используется пропеллер. Вращение винта через магнитную муфту передается внутрь корпуса прибора. В качестве компаса используется дисковый оптоэлектронный преобразователь угла поворота катушки в цифровой код. Для измерения температуры используется кварцевый пьезокристаллический преобразователь.

В долговременном измерителе течения и температуры МГИ 1301 (ДИСК) в качестве датчика температуры применен медный терморезистор. Ориентация прибора в потоке осуществляется рулевыми пластинами. Четырехлопастной импеллер используется в качестве первичного преобразователя скорости потока. Преобразование вращения импеллера в электрический сигнал производится с помощью магнитодиодов. Измерение направления течения осуществляется потенциометрическим компасом.

Прибор серии 135-М фирмы «Interocean» предназначен для измерения течения, температуры, электропроводимости и гидростатического давления. В потоке корпус прибора ориентируется с помощью стабилизатора. Чувствительным элементом скорости является ротор Савониуса, направление течения определяется с помощью магнитного компаса. В качестве чувствительного элемента преобразователя температуры используется термистор, а солёности — индуктивный преобразователь электрической проводимости. Запись информации производится на магнитную ленту.

Прибор 196-RM той же фирмы измеряет широкий комплекс гидрофизических величин: скорость и направление течения, температуру, удельную электропроводимость, давление, скорость звука, растворенный кислород, водородный показатель pH, степень ионизации морской воды.

Фирма «Interocean» выпускает электромагнитный измеритель скорости течения S4 с каналами измерения температуры, электропроводимости и давления. Информация записывается в полупро-

водниковую память. Срок автономной работы этого прибора при периодичности измерений 15 мин. достигает одного года.

Приборы RCM4S, RCM5, RCM7, RCM8 фирмы «Aanderaa Instruments» измеряют температуру, электропроводность, давление, скорость и направление течения. В качестве чувствительного элемента первичного преобразователя скорости используется ротор Савониуса, давления — трубка Бурдона, температуры — термистор, электропроводности — индуктивный преобразователь.

Самописцы уровня моря WLR5, WLR7 фирмы «Aanderaa Instruments» оснащены кварцевым первичным преобразователем давления резисторного типа и термисторным преобразователем температуры. Запись проводится на магнитную ленту или полупроводниковую память. Возможна передача информации по гидроакустическому каналу.

Измерение уровня водной поверхности используется, в частности, при измерении ветрового волнения. Обычно используются акселерометрические буйковые волнографы, работающие на принципе акустического эхолота и волнографы гидростатического типа. При измерении ветрового волнения обычно измеряются средняя и максимальная высота волн, средний период и длина волны, частотный спектр волнения.

В акселерометрическом волнографе элементы волнения определяются путем двойного интегрирования сигнала, получаемого от акселерометрического датчика. Наиболее распространенные зарубежные волнографы устроены именно по такому принципу. Принцип действия гидростатических волнографов основан на связи гидростатических колебаний на некоторой глубине с характеристиками колебаний волновой поверхности.

Эхолокация используется при зондировании мгновенных значений высоты возвышения водной поверхности со свободноплавающего заякоренного буя (прямой эхолот). Волнографы, принцип действия которых основан на обратной эхолокации, осуществляют зондирование границы раздела вода-воздух из-под воды.

В настоящее время наряду с традиционными измерителями течений, размещаемых на отдельных горизонтах, широкое применение получили автономные акустические профилографы скорости течения, работа которых основана на вертикальном зондировании профиля водной массы. Принцип действия этих приборов заключается в измерении доплеровского сдвига частоты между зондирующим сигналом и сигналом, отраженным от облучаемых слоев воды. Зондирование водной массы проводится по четырем на-

правлениям, расположенным в пространстве под углом 90° друг к другу. В профилографе производится определение сдвигов частоты, возникающих по всем четырем направлениям. В результате их совместной обработки в микропроцессорном блоке выделяется искомая скорость на нескольких горизонтах.

Акустические профилографы фирмы «RD-Instruments» позволяют определить скорость течения на 128 горизонтах, при этом толщина горизонта может изменяться от 1 до 30 м.

В экспедиционных работах на Ладоге в 1998–99 гг. нами использовался акустический профилограф. Работа прибора осуществлялась в двух режимах: в заякоренном и буксируемом. В первом случае регистрировался профиль скорости в одной точке, во втором — получался пространственный разрез поля скорости, причем профилограф был сопряжен с системой определения координат GPS.

Комплекс "Гриф" предназначен для исследования пространственной перемежаемости турбулентности на избранном горизонте. Комплекс оснащен датчиками пульсаций скорости, акселерометрами, микротермометрами и микрокондуктометрами. В состав буксируемой системы входит 3 тела — носитель датчиков, поддерживающий буй и углубитель, расположенные таким образом, чтобы ослабить воздействие качки на движение микроструктурного зонда. Сигналы от всех датчиков оцифровываются 16-разрядным АЦП и с помощью встроенного микропроцессора передаются по радиочастотному кабель-тросу на бортовой компьютер. Максимальное число каналов — 32, частота опроса — до 500 выборов/сек.

Для измерения плотностной стратификации и сдвига скорости течений в составе комплекса при необходимости дополнительно устанавливаются автономно действующие приборы.

Свободно падающий зонд-турбулиметр «Баклан» работает автономно. «Баклан» оснащен такими же датчиками, как и «Гриф». Для возвращения зонда на борт используется капроновый фал. При зондировании фал не нагружен и поэтому не воздействует на движение зонда. Скорость погружения составляет 70 см/с. Микроструктурные датчики переменного состава выставлены вперед и расположены осесимметрично по кругу диаметра 15 см на одинаковом удалении от корпуса. Акселерометры и датчик давления находятся внутри корпуса. Продолжительность регистрации программируется, а запуск осуществляется с помощью магнита и геркона. Памяти зонда достаточно на несколько десятков минут непрерывной регистрации.

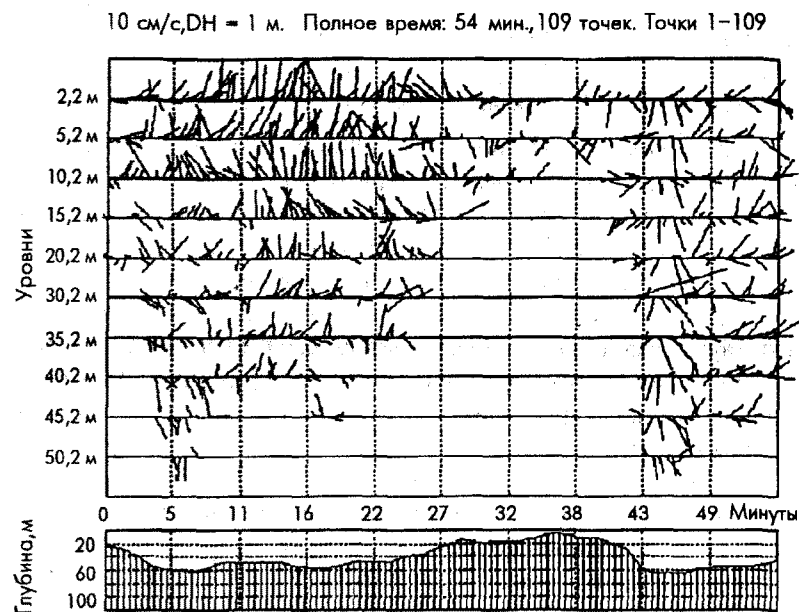


Рис.6.1.1. Пример регистрации скорости течения акустическим профилографом в режиме буксировки. Измерения скорости на 30 горизонтах выполнены на Ладоге 12.07.1999 г., слой осреднения равен 1 м. На рисунке указаны 10 горизонтов, в верхней части приведен масштаб скорости, внизу — профиль дна

К перспективным средствам исследования относятся дрейфтеры. Автономные свободно дрейфующие станции предназначены для измерения течений, температуры воды и атмосферного давления. Дрейфтеры являются малостоимостными измерительными приборами самолетно-судового развертывания, способными работать не менее года в необслуживаемом режиме. В дрейфтерных буйях используются измерения параметров воды и воздуха с помощью соответствующих датчиков и измерительных каналов; измерение параметров течений осуществляется спутниковыми методами. В настоящее время широкое применение находят зондирующие дрейфтерные буи, которые также являются малостоимостными поверхностными буями, способными к периодическим зондированиям для изучения вертикальной структуры гидрофизических полей. Информация, как правило, обрабатывается внутри буя перед сеан-

сом передачи через спутниковую связь. Режим и время погружения буя программируется перед его запуском.

Датчики гидрофизических величин

В датчиках гидрофизических величин происходит первичное преобразование измеряемых гидрофизических величин, как правило, в электрический сигнал. Работа датчиков, в значительной степени, определяет работу измерительного прибора. К основным гидрофизическим величинам относятся температура, электропроводимость и соленость воды, скорость и направление течения, скорость звука, давление, концентрация взвесей и растворенных в воде газов. Рассмотрим кратко физические принципы построения датчиков температуры, электропроводности, давления, скорости, датчиков ориентации.

Наибольшее распространение в современных датчиках температуры получили следующие чувствительные элементы: терморезисторы, полупроводниковые термисторы, кварцевые пьезокристаллические резонаторы.

В России широкое применение получили платиновые терморезисторы, принцип действия которых основан на использовании однозначной зависимости электрического сопротивления R платины от температуры. Температурная зависимость сопротивления химически чистой платины от температуры выражается следующим эмпирическим уравнением:

$$R = R_0 (1 + AT + BT^2),$$

где R_0 — сопротивление термодатчика при 0°C ; A , B — постоянные коэффициенты. В диапазоне температуры от -4 до $+38^\circ\text{C}$ для платиновых преобразователей часто используется линейное выражение:

$$R = R_0 (1 + \alpha_T T),$$

где $\alpha_T = 3,92 \times 10^{-3} \text{ K}^{-1}$ — температурный коэффициент платины.

Обычно платиновые резисторы выполняются в форме жгута из тонкого провода, помещенного в герметизирующую гильзу, которая заполняется теплопроводящей пастой. Для снижения индуктивности жгута используется бифилярная обмотка. Такие терморезисторы, в принципе, способны обеспечить измерения температуры воды с точностью до $0,01^\circ\text{C}$, постоянная времени составляет сотни мс. Терморезистор подобной конструкции применен в приборах АЦИТ, MARK-III (см. рис.6.1.2).

Преобразование сопротивления термистора в электрический сигнал проводится с помощью мостовых схем постоянного или переменного тока. Полупроводниковые термисторы (терморезисторы), выполненные из германия, кремния или окислов металлов, обеспечивают измерения с погрешностью порядка $0,05^\circ\text{C}$ и обладают постоянной времени 20–50 мс.

Зависимость сопротивления полупроводника от температуры имеет вид:

$$R = R_0 \exp (B/T).$$

Относительно высокий температурный коэффициент (порядка 10^3 K) и большое удельное сопротивление полупроводников позволяют создавать термометры с высокой чувствительностью и малыми размерами.

Совместное использование платиновых и полупроводниковых терморезисторов в приборах позволяет производить коррекцию динамических характеристик термометров. Такой принцип использован, например, в температурном канале CTD-измерителя прибора MARK-III. Это позволяет конструировать термометры, имеющие временные постоянные, близкие к временным постоянным полупроводниковых терморезисторов, и высокую долговременную стабильность, характерную для платиновых терморезисторов. Динамические свойства платиновых терморезисторов могут быть описаны линейной моделью:

$$\tau_m (dT_u / dt) = T_u - T,$$

где T_u , T — измеренная и действительная температуры, соответственно. τ_m — постоянная времени термодатчика, которая определяется его массой m , площадью S , удельной теплоемкостью C_m и коэффициентом α конвективного теплообмена датчика со средой:

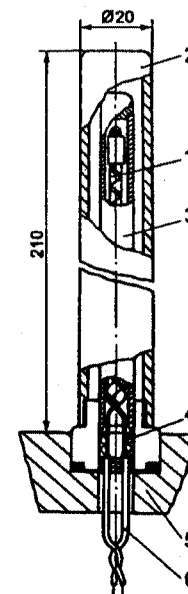


Рис. 6.1.2. Платиновый терморезистор АЦИТа. 1 — жгут из платиновой проволоки; 2 — защитный кожух; 3 — герметизирующая гильза; 4 — втулка; 5 — корпус измерителя; 6 — рабочие выводы

$$\tau_m = MC_m / \alpha S.$$

Для измерения температуры воды также используются термометры с кварцевыми пьезокристаллическими резонаторными преобразователями. Работа этих преобразователей основана на зависимости упругих свойств пластины кварца от температуры. Зависимость собственной частоты кварцевого резистора от температуры описывается выражением вида:

$$f_i = f_0 (1 + K_1 (T - T_0) + K_2 (T - T_0)^2 + K_3 (T - T_0)^3),$$

где K_1, K_2, K_3 — коэффициенты термочувствительности кварца, T_0 — начальная температура, соответствующая начальной частоте кварцевого резистора f_0 . Важным достоинством кварцевого датчика температуры является возможность прямого цифрового выхода этого измерительного канала.

Кварцевые резисторы применены в измерителе «Поток», термочувствительность преобразователя около 1000 Гц/К.

Для измерения электрической проводимости воды используют индуктивные преобразователи (бесконтактный метод измерения) и четырех или трех электродные кондуктометрические элементы (контактный метод измерения). В отечественных средствах измерения электропроводности, как правило, используются индуктивные первичные преобразователи на тороидальных ферритовых сердечниках. Сердечники связаны между собой витком воды. Принцип действия такого индуктивного преобразователя основан на зависимости взаимной электромагнитной связи витков от электрической проводимости охватывающего их витка (рис.6.1.3).

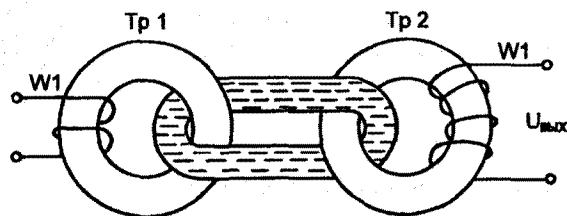


Рис. 6.1.3. Индуктивный преобразователь электропроводности

Выходное напряжение на выходе индуктивного преобразователя электрической проводимости одновременно зависит от элек-

трической проводимости g эквивалентного витка воды в месте расположения датчика:

$$U_2 = U_1 A f g W_2 / W_1,$$

где U_1, f — напряжения и частоты тока, подаваемого на обмотку с числом витков W_1 , W_2 — число витков выходной обмотки, g — электрическая проводимость эквивалентного витка воды, A — константа, зависящая от размеров датчика и магнитных свойств используемых материалов.

В кондуктометрических элементах датчиков электропроводности используется зависимость сопротивления элемента от электропроводности жидкости, заполняющей междуэлектродный объем. Кондуктометрические датчики имеют более высокую чувствительность, чем индуктивные. Однако кондуктометрические датчики из-за нестабильности переходного сопротивления электродов реализуются не в простейшем двухэлектродном варианте, а с тремя или четырьмя электродами.

В АЦИТ-У-02 применена трехэлектродная ячейка электрической проводимости. Четырехэлектродный преобразователь применен в приборах MARK-III, 195M, 196RM. Кондуктометрическим датчикам присущ дрейф характеристик, который вызывается отложением карбоната кальция на электродах. Для устранения этих отложений необходима регулярная обработка электродов ячейки.

Для измерения гидростатического давления используются вибронные, тензометрические датчики и измерительные преобразователи давления с манометрическими трубками Бурдона. Измерение гидростатического давления необходимо для определения глубины положения прибора, и для расчетов ряда гидрологических величин — солёности и плотности воды, скорости звука. Если глубина положения прибора зафиксирована, то значения гидростатического давления можно использовать для измерения уровня воды или параметров волн.

Работа датчиков давления тензометрического типа основана на зависимости сопротивления тензорезистора R от изменения его линейных размеров, которые вызываются действием давления. Зависимость сопротивления R от деформации описывается нелинейным уравнением вида:

$$R = R_0 (1 + a_1 \xi + a_2 \xi^2),$$

где R_0 сопротивление ненагруженного тензорезистора, a_1, a_2 — ко-

эффекты тензочувствительности, ξ — относительная деформация мембраны. Относительная деформация связана с действующим напряжением σ законом Гука:

$$\xi = \sigma / E,$$

где E — модуль Юнга.

Тензометрические преобразователи гидростатического давления могут использовать проволочные или полупроводниковые тензорезисторы. Наиболее перспективными являются полупроводниковые тензорезисторы. Они обладают более высокой чувствительностью к деформации, чем проволочные. Для коррекции нелинейных характеристик тензорезисторы включают в четырехплечевой мост.

Вибротронные преобразователи давления используют зависимость частоты f собственных колебаний натянутой струны вибротронного преобразователя от механического напряжения σ :

$$f = (1/2l)(\sigma/\rho)^{1/2},$$

где l — длина струны, ρ — плотность материала струны. Напряжение σ зависит от внешнего гидростатического давления, действующего на диафрагму датчика. В России широко используются вибростержневые датчики ОДВ и ПДВ. Основу конструкции датчика типа ПДВ составляет монолитный чувствительный элемент из высококачественной пружинной стали, который содержит диафрагму, воспринимающую внешнее давление и ленточную струну, растянутую между держателями. Для возбуждения колебаний струны в датчике имеется электромагнит. Для снятия колебаний струны имеется дополнительный электромагнит. При воздействии на диафрагму внешнего давления она изгибается и разводит в стороны держатели струны. В результате изменяется напряжение в струне и собственная частота ее колебаний f . Зависимость частоты колебаний от давления P выражается формулой вида

$$f = f_0 (1 + b_1 P + b_2 P^2)^{1/2},$$

где f_0 — частота при нулевом давлении, b_1 , b_2 — постоянные коэффициенты, зависящие от конкретных особенностей датчика.

Конструкция датчика давления ПДВ показана на рис. 6.1.4.

Для обеспечения высокоточных измерений гидростатического давления используются пьезокварцевые резонансные преобразователи. Применение пьезокварцевых преобразователей (пьеzo-

эффект кварца) способно обеспечить измерение колебаний уровня на глубине более 1000 м с погрешностью не более 1 см.

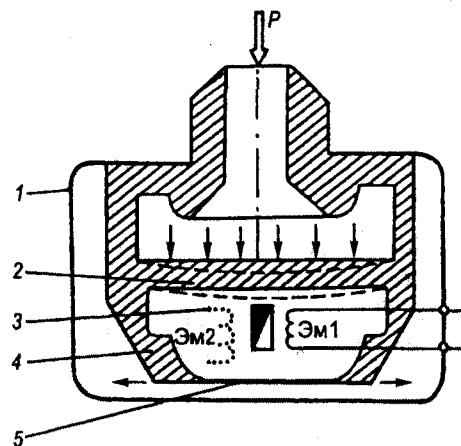


Рис. 6.1.4. Вибростержневой частотный преобразователь давления ПДВ. 1 — корпус; 2 — диафрагма; 3 — электромагнит; 4 — держатели; 5 — струна

Принцип действия таких преобразователей основан на зависимости собственной резонансной частоты кварцевой пластины, которая служит чувствительным элементом, от измеряемого давления. Пьезокварцевые преобразователи характеризуются высокой временной стабильностью параметров. Пьезокварцевые преобразователи фирмы «Хьюлетт Паккард» обеспечивают погрешность измерения уровня на глубине 5000 м не более 1 см.

Вибротронные и пьезокварцевые преобразователи давления дают информацию в форме цифрового сигнала, что является важным преимуществом.

Широкое распространение для измерения давления получили датчики с чувствительным элементом в виде С-образной трубки Бурдона. В таком преобразователе давление изменяет положение незакрепленного конца трубки. Таким образом, измерение давления сводится к измерению величины перемещения или угла поворота.

В качестве преобразователя линейных перемещений конца трубки обычно применяют индуктивные преобразователи, включенные в мостовые трансформаторные схемы. Так в АЦИТе в датчике глубины реализована конструкция индуктивного преобразователя с ферритовым сердечником чашечного типа, закрепленным на подвешенном конце трубки Бурдона. При изменении давления происходит смещение конца трубки, изменяется индуктивность преобразователя и, как следствие, на выходе моста воз-

никает напряжение разбаланса, зависящее от входного давления (рис. 6.1.5).

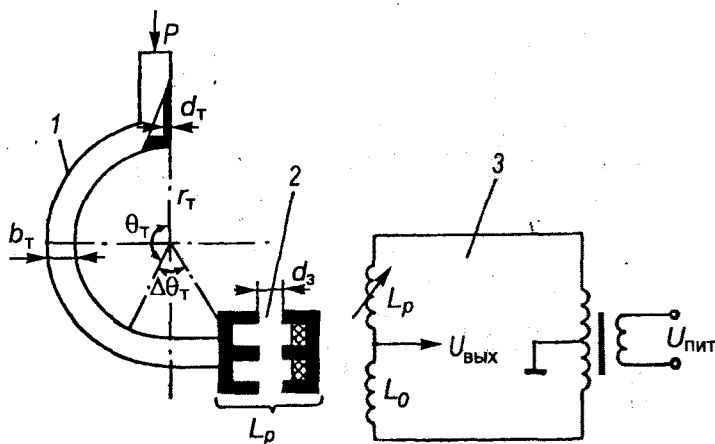


Рис. 6.1.5. Датчик гидростатического давления на основе С-образной трубки Бурдона (1) с индуктивным ферритовым преобразователем (2) и мостовая трансформаторная схема (3)

Так как скорость течения является векторной величиной, необходимо измерить модуль скорости и направления, или измерить компоненты скорости относительно определяемых осей. Для получения информации о модуле скорости в состав измерителей течения входят первичные преобразователи скорости движения водного потока. Положение в пространстве самого первичного преобразователя определяется с помощью компасов и датчиков вертикальной ориентации корпуса прибора. В настоящее время используются первичные преобразователи, действие которых основано на гидродинамическом, электромагнитном и акустическом методах измерения. Из преобразователей гидродинамического типа наибольшее распространение получили вертушечные преобразователи, как наименее нелинейные. В вертушечных преобразователях используются роторы Савониуса, пропеллеры, крылатки, винты Архимеда.

Принцип действия вертушечных преобразователей основан на создании набегающим потоком воды гидродинамического момента, вызывающего вращение вертушки. Зависимость скорости набегающего потока V и частоты вращения вертушки f_v опи-

сывается уравнением Шмидта:

$$V = af_v + (bf_v^2 + c)^{1/2},$$

где a , b , c — постоянные коэффициенты, определяемые конкретными особенностями вертушки. Выбором конструкции датчика в диапазоне измеряемых скоростей связь между V и f_v обычно сводят к линейной:

$$V = k_v f_v + V_0,$$

где k_v — гидрометрический шаг винта или ротора, V_0 — коэффициент, определяющий начальный сдвиг градуировочной зависимости преобразователя. Важной характеристикой первичных преобразователей скорости вертушечного типа является начальный порог чувствительности, равный скорости потока с которой начинается устойчивое вращение ротора или пропеллера. Роторные преобразователи имеют круговую диаграмму направленности, поэтому они могут быть произвольно ориентированы относительно направления водного потока. Пропеллерные преобразователи, имеющие диаграмму направленности, близкую к косинусоидальной, обычно ориентируются по потоку так, чтобы их ось вращения совпадала с направлением течения. Для пропеллерных преобразователей имеет место следующая зависимость гидрометрического шага k_v от угла φ между направлением потока и осью вращения пропеллера:

$$k_v = k_0 \cos \varphi,$$

где k_0 — значение гидрометрического шага при $\varphi = 0$.

На основе зависимости $k_v = k_v(\varphi)$ основана разработка двухкомпонентных преобразователей скорости течения. В двухкомпонентных преобразователях в серийной конструкции объединены два пропеллера, имеющие перпендикулярные оси вращения. Двухкомпонентные пропеллерные датчики используются в АЦИТе, АЦИТе-У-01, VMCM. Схемы двухкомпонентных преобразователей скорости показаны на рис. 6.1.6. В зарубежных приборах (RCM-4, SLSh, VACM) применяются, в основном, роторы Савониуса.

Принцип действия первичных преобразователей скорости электромагнитного типа основан на возникновении ЭДС при перемещении проводящей среды через электромагнитное поле. Поэтому приборы с датчиком электромагнитного типа работают только в водоемах, в которых вода обладает определенными

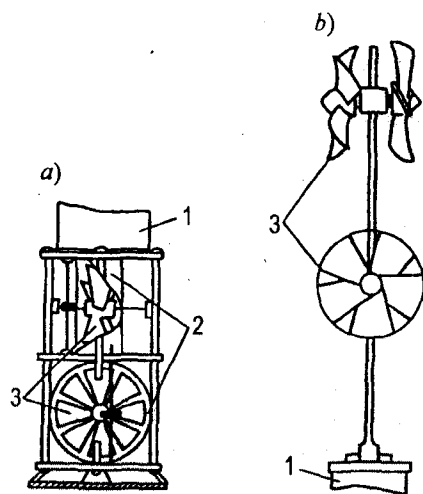


Рис. 6.1.6. Двухкомпонентные пропеллерные преобразователи скорости течения: а — АЦИТ; б — VMCM; 1 — корпус измерителя; 2 — обтекатель; 3 — лопастной винт

При движении воды относительно прибора на электродах его датчиков возникает ЭДС. Чувствительность электромагнитных преобразователей составляет несколько сот мкВ на м/с при длине базы в 0,1 м.

Принцип действия акустических датчиков основан на эффекте изменения скорости распространения колебаний в воде в зависимости от скорости движения среды. При этом реализуются следующие методы: доплеровский, фазо-импульсный, фазовый, причем последний получил наибольшее распространение как самый экономичный. В приборах, основанных на фазовом методе, скорость течения определяется по разности фаз между измеренным и принятым акустическим сигналом, возникшим при прохождении определенного расстояния между приемником и передатчиком. Для определения положения приборов в потоке служат магнитные компасы и специальные датчики ориентации. Магнитные компасы (механического и феррозондового типа) используются для получения данных об ориентации приборов в магнитном поле Земли.

электропроводящими свойствами. В совершенно пресной воде работа электромагнитных датчиков не возможна. Наводимая ЭДС E , пропорциональная скорости течения V и магнитной индукции B , для базы l (для постоянного магнитного поля):

$$E = BVl \cos \varphi,$$

где φ — угол между направлением течения и направлением магнитного поля.

В приборных разработках обычно используется переменное магнитное поле, создаваемое электромагнитами, размещенными внутри корпуса прибора.

Принцип действия механических компасов заключается в свободной ориентации вдоль силовых магнитных линий Земли подвижного магнита катушки компаса. Различными способами угол поворота трансформируется в цифровой сигнал, в простейшем случае это может быть проволочный реохорд с подвижным электродом. Феррозондовый компас особенно широко применяется в зарубежных моделях измерителей течений. Действия такого комплекса основано на измерении двух ортогональных горизонтальных составляющих напряженности геомагнитного поля.

Поскольку в феррозондовых датчиках азимутального направления отсутствуют движущиеся части, такой датчик практически безинерционен и фиксирует без демпфирования все колебания измерителей течений.

6.2. Географические информационные системы в лимнологии

Лимнология представляет собой комплексную науку, в которой используются методы сбора, анализа пространственно-распределенной информации, моделирования, создания баз, картирования, т.е. все те компоненты, которые составляют современные геоинформационные системы- ГИС. Необходимость решения комплексных междисциплинарных лимнологических задач с особой остротой поставила вопросы разработки теоретических основ и алгоритмов систем совместимости множества баз данных и баз знаний. Приведем лишь некоторые основные определения, для более полного ознакомления с ГИС и информационными системами отсылаем читателей к специализированным изданиям. Здесь же после определений дадим примеры использования геоинформационных систем для решения лимнологических задач.

Географическая информационная система (ГИС) — автоматизированная система для работы с графическими и тематическими базами данных, выполняющая функции моделирования и расчета, создания тематических карт и атласов, служащих для принятия разнообразных решений и осуществления контроля. ГИС позволяет быстро производить поиск данных, совмещать космическое (или аэрофотографическое) изображение и карту, производить трансформацию снимков, геометрическую коррекцию, объединять, синтезировать большие объемы информации, по желанию пользователя изменять проекцию и масштаб, преобразовывать ко-

ординаты, определять и показывать на экране дисплея компьютера пространственные взаимосвязи, применяя для этой цели разнообразные модели. На рис. 6.2.1 показаны основные функции ГИС.

Для представления данных в ГИС используют две основные технологии: векторную и растровую.

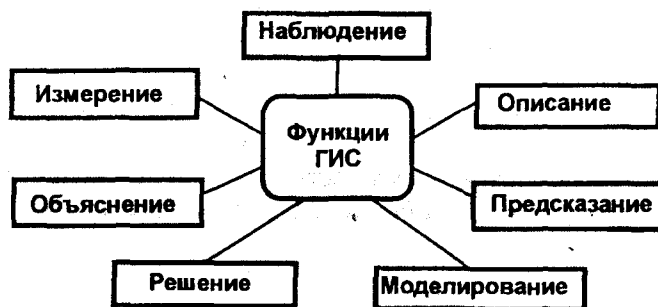


Рис. 6.2.1. Основные функции ГИС

Векторная ГИС-технология использует серию точек, имеющих координаты, которые при соединении прямыми линиями дают графический образ объекта. Данные о местоположении объектов могут быть дополнены информацией о свойствах объектов, которые хранятся в специальной базе данных. Так, например, векторная карта (слой) озер, может быть соединена со слоями рек, береговой зоны морей и сопряжена со сведениями о названии этих объектов, ширине рек и т.п.

Растровая технология представляет данные о пространственном расположении объектов в виде совокупности ячеек.

Соответствующая технология выбирается в зависимости от решаемых задач. Так, например, при создании цифровых карт используется векторный тип ГИС. Для анализа спутниковых и аэрофотоснимков применяется растровый тип ГИС. А для обновления топографических карт применяют совмещение растрового и векторного форматов данных. При этом растровая основа (аэрофото- или космические снимки) используется в качестве «подложки».

Важным понятием в геоинформатике является *послойное представление*, или *принцип оверлеев*. Послойное представление пространственных объектов имеет прямые аналогии с поэлементным разделением содержания карт.

На рис. 6.2.2 в качестве примера показаны информационные ис-

точники и слои топографической карты, с помощью которых создаются тематические карты. По отдельности накладываются имеющиеся слои, например, реки, озера, границы водосборов, береговую зону морей, что составляет водные системы, и эту основу дополняют новым слоем, характеризующим, к примеру, качество вод. Совмещая все перечисленные слои, получают тематическую карту «качества вод».

База данных (БД) есть совокупность данных, организованных по определенным правилам. **Банк данных** (БнД) — автоматизированная информационная система централизованного хранения и коллективного использования данных. В состав БнД входит одна или несколько БД, справочник, словари, библиотеки запросов и прикладных программ, а также система управления БД — СУБД. Из многих принципов организации БнД основными являются интеграция БД и централизация управления ими. Принцип централизации является основой организации и функционирования СУБД. Смысл интеграции данных состоит в объединении в единое целое разнообразных данных, которые представляют общий информационный массив, что дает возможность облегчить поиск взаимосвязанных данных и их обработку.

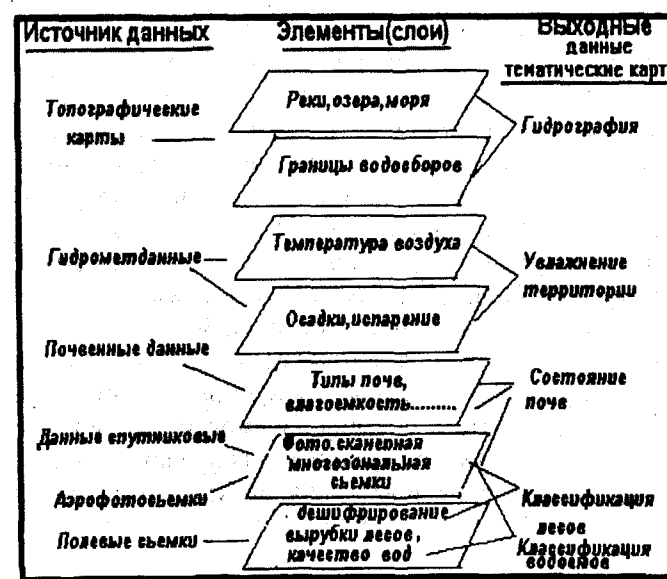


Рис. 6.2.2. Источники для создания тематических карт

Основными функциями БД являются:

- сбор, хранение данных;
- необходимое изменение и дополнение, т.е. обновление данных;
- поиск и отбор данных по запросам;
- обработка и представление данных (вывод результатов в определенной форме).

СУБД — совокупность программ и языковых средств, предназначенных для создания, ведения и использования данных. СУБД — это пакет прикладных программ, расширяющих возможности операционной системы по обработке данных. Являясь средством доступа к БД, СУБД не выполняет никаких прикладных расчетов, они производятся прикладными программами. Для информационной системы характерны два способа представления данных: графический и табличный. В настоящее время используются три основные логические модели организации данных: иерархическую, сетевую и реляционную. Иерархические БД основаны на использовании графов. В операционной системе MS-DOS и других используется именно этот принцип. *Сетевая* модель, по сравнению с *иерархической*, добавляет дополнительные связи. В настоящее время обе эти модели редко используются в современных ГИС. От всех ограничений на связь данных, организацию хранения свободны лишь *реляционные базы* данных. Пользователь ГИС в этом случае имеет дело с простыми табличными данными. Они позволяют быстро освоиться с системой. Каждая строка в таблице соответствует записи в файле, которую столбцы разбивают на поля. Путем комбинации таблиц пользователь может создать новые. При такой организации БД неопытный пользователь может быстрее освоиться с геоинформационной системой.

Неоправданно создание всеобъемлющей лимнологической базы данных, охватывающей всю мыслимую экологическую информацию. Можно говорить о системе взаимодействующих, взаимосвязанных тематических баз, например гидрологических, гидрохимических или гидробиологических, между которыми установлена принципиальная система связи. При работе в сетях возникает специальная проблема создания условий взаимообмена и сопоставимости информации. Слишком заорганизованная система неустойчива из-за чрезмерного «порядка», а слишком дезорганизованная — становится неустойчивой в силу малоэффективности пре-

образования внешней информации при большом внешнем шуме. Базы данных, как и люди, будут и далее говорить на разных языках. Для понимания необходим минимум базовых слов, отображающих «глобальные» характеристики. Такими глобальными характеристиками, которые используются во всех пространственных, т.е. в геоинформационных системах, являются — географические координаты и географические названия. В итоге возникает ситуация, при которой собираемая текущая информация отстает от требуемого качества, необходимого при принятии решений. Поэтому важно использовать подсистемы, способные включать в себя новые переменные, для чего в СУБД используют специализированные языки программирования.

Связь между пространственными и описательными базами данных обеспечивается в ГИС *топологическими связями*. *Топология* — это фиксация географических объектов как узлов, цепочек и колец (полигонов) и их взаимосвязей, т.е. определение координат узлов, связывающих цепи и тех цепей, которые связывают кольца.

Однозначная связь местоположения объекта с его атрибутивными данными называется *геореляционной структурой*. Эта структура позволяет нанести на карту лишь те объекты, которые обладают заданными (нужными автору) признаками. Каждый элемент, хранящийся в базе, должен быть по всему множеству признаков идентифицирован однозначно. Базы данных, открытые к новой информации, способные изменять свою структуру, получили название интерактивных. При этом в базе выделяются классы объектов (имена), классы отношений (предикаты), пространства признаков, описывающих объект. Хранение растровых данных (космических и аэрофотоснимков, фотографий) обеспечивается в так называемой иерархической базе данных.

Для отображения разнообразных особенностей природной среды ГИС строятся на принципах сопряженности картографической, графической информации и описательных баз данных. Эти разнообразные сведения должны быть записаны в определенном формате в памяти ЭВМ. Знать это необходимо в связи с выбором точности при занесении информации в БД, обменом данными с другими ГИС.

Формат — способ представления данных, он характеризуется определенным порядком записи, числом строк, символов и т.д. Наиболее популярными растровыми форматами являются: РСХ — наиболее простой, GIF — более эффективный при сжа-

тии информации по сравнению с предыдущим, TIFF — наиболее полный из применяемых в геоинформационных системах. Технические средства современных ГИС должны обеспечивать работу, создание, обмены и конвертирование топологических векторных, цепочно-узловых векторных, векторно-реляционных форматов (VRF), а также растровых и матричных форматов. Текстовая информация записывается чаще всего в ASCII коде — стандартном американском коде обмена информацией. В современных ГИС имеются специальные подпрограммы, позволяющие переводить данные из одного формата в другие. Векторные и растровые данные сопровождаются так называемым расширением. Расширением имени называется элемент спецификации файла, определяющий его тип.

Геоинформационные системы обеспечивают выполнение аналитических процедур, таких как наложение слоев карт для создания новых, расчет площадей, периметров и поиска близости объектов, кратчайших и/или оптимальных расстояний, проведения сетевого анализа.

Все многообразие аналитических операций эти же авторы подразделяют на:

- перевод данных из формата в формат, из векторной в растровую форму или наоборот;
- трансформацию проекций и перерасчет в другие системы координат;
- методы вычислительной геометрии;
- работу со слоями (наложение слоев);
- аналитические, графоаналитические методы и методы моделирования.

Важной математической операцией в геоинформационных системах является классификация объектов. **Классификация** — это система распределения объектов, явлений, процессов и понятий по классам в соответствии с определенными признаками. Важно при классификации правильно задать, выбрать интервалы для определенных классов. Для исключения излишних деталей с картографических источников, например, космических снимков, применяют так называемый метод главных компонент, при котором представляют исходную информацию в сжатом виде и отражают ее в виде карт-распределений. Дальнейшее сглаживание, сжатие исходных данных производится с помощью кластерного анализа, при котором значения главных компонент отображаются не в географическом пространстве, а в пространстве, ограничен-

ном осями главных компонент. В этом случае показывают группы объектов, имеющие сходные значения. При соотнесении этих кластерных групп с единицами классификационных систем получится еще более сжатая информация.

Основные требования к классификации сводятся к следующему:

- систематизация сведений об объектах или самих объектов в классы, обладающие существенными свойствами или признаками;
- единое основание систематизации сведений об объектах или объектов на каждом уровне классификации;
- соразмерность организации элементов, их взаимоисключаемость;
- независимость оснований систематизации на разных уровнях;
- устойчивость классификации с точки зрения появления новых объектов и задач использования;
- учет традиций, совмещаемость с иными общепринятыми классификациями (генетическими, типологическими, морфологическими, динамическими и т.п.).

Классификация применяется в связи с необходимостью устранения второстепенных деталей, в противном случае воспринимать действительность оказывается очень сложно. Особенно наглядна операция классификации космических изображений для их дешифрирования.

Классификации космических снимков предшествуют такие важные действия как геометрическое и яркостное преобразование снимков, определение соответствия яркостных и других характеристик снимков объектам на местности (например, яркость водных объектов, лесных массивов, болот и прочих). Геометрическое преобразование необходимо в связи с тем, что снимки имеют искажения, их необходимо привязать к географическим координатам по опорным точкам и трансформировать изображение. Данная операция не является простой и выполняется специалистом-географом. Яркостные преобразования используют при устранении помех, для более четкого выделения контуров объектов, контрастирования.

Дешифрирование на ЭВМ может выполняться как автоматически, так и с участием специалиста в интерактивном режиме, при этом повышается результативность процесса. Для автоматической классификации объектов используются методы теории

распознавания образов. При дешифрировании цифровых космических снимков используют знания о спектральных признаках объекта. Имитационное моделирование позволяет определить критическую нагрузку на водоем, при которой озеро перейдет на другой трофический уровень. Для моделей такого вида представляют интерес пространственные характеристики объекта: объемы, загрязненные площади. При этом, привязка к системе координат, проекции не имеет важного значения. В ряде задач, связанных с моделированием зон затопления при строительстве гидроэлектростанций, пространственная привязка и информация о рельефе местности крайне важны. Блоки моделирования ГИС могут содержать проблемно-ориентированные встроенные библиотеки программ, как например, в ArcInfo, Intergraph. В большинстве случаев для решения практических вопросов, для которых нет строгой схемы проведения исследований, избирается один или несколько из известных методов, моделей. В таких случаях приложения создаются пользователем.

Имеющиеся программы дают возможность решать задачи «инвентаризация—анализ—управление». Однако число задач и соответствующих видов моделей столь велико, что ни одна ГИС не может предусмотреть всего многообразия вариантов, для чего в наиболее современных ГИС предусмотрена операция перехода в другую «программную среду», а после проведения расчетов — возвращение в первоначальную программу.

Специальный класс моделей составляют математико-картографические модели (МКМ). Приведем пример некоторых наиболее известных международных ГИС-проектов, которые нашли или могут найти применение в практике работы на Северо-Западе России. Прежде всего отметим Международную геосферу-биосферную программу (МГБП) «Global Changes» («Глобальные изменения»), которая существует и совершенствуется в течение 25 лет. Эта программа оказала серьезное влияние на географические и картографические работы глобального и регионального масштабов.

Для реализации одной из исследовательских целей МГБП — «Обследование, мониторинг и инвентаризация наземных экосистем», создан «Проект глобальной базы данных» (Global Database Planning Project), который включает «Мировую базу данных для наук об окружающей среде» (WDDES Project) и «Глобальную информационно-ресурсную базу данных» (GRID).

К программам, представляющим интерес для лимнологии, можно отнести следующие: CORINE, WDDES, GRID, BGIS, UGIS — программы создания глобального цифрового атласа окружающей среды, цифровых почвенных, геологических и других карт мира, гидрологическую программу HAPEX, ряд космических проектов NASA. Информационная система Европейского экономического сообщества CORINE (Coordinated Information on the Environment in the European Community) ставит своей целью сбор данных для изучения состояния природной среды и обеспечение природоохранной стратегии стран ЕЭС, защиту биотопов, оценку загрязнения атмосферы в результате выбросов и трансграничного переноса. Система предназначена для сбора цифровых данных об окружающей среде из различных источников (картографические, аэрокосмические, статистические материалы, данные натурных наблюдений), их хранения в базах данных, обеспечения доступа к этим данным стран-участников международного сообщества для оценки региональных экологических проблем, анализа и синтеза данных на глобальном, региональном и национальном уровнях, исследования в целях реализации природоохранных проектов.

Для Европейского Севера особенно актуальны проблемы, связанные с изменениями при трансграничных переносах, закислении вод, лесов и почв. Крупным проектом ГИС скандинавских государств и стран балтийского региона является проект BGIS (Basic Geographic Information of the Baltic Drainage Basin) — основная геоинформационная система водосборного бассейна Балтики. Многоцелевая ГИС, в задачу которой входит сбор, унификация данных об окружающей среде на водосборе Балтийского моря для управления и принятия решений разнообразными пользователями.

Среди наиболее популярных геинформационных продуктов используется полнофункциональная ГИС Arc/Info, популярны также относительно недорогие программы ArcViewGIS, MapInfo, IDRISI, ERDAS, имеющие большой набор утилитов, а для атрибутивной информации: Paradox, dBase, Access, Lotus и другие. С помощью технологий Internet можно получить доступ к базе данных. Учитывая широкое использование этих технологий, возможность оперативного доступа к разнообразным базам данных, разрабатывается новый проект по использованию информационных ресурсов по окружающей среде региона Балтийского моря через широкое внедрение Internet. Этот проект называется

“BALLERINA” (BALtic Sea Region On-Line Envifonmental Information Resources for Internet Access).

Для организации баз данных были созданы различные системы. Например, для океанов и морей — Мировая база данных в Обнинске; для кадастра водных ресурсов — автоматизированная система государственного водного кадастра АИС ГВК в Государственном гидрологическом институте. Однако почти все они не отвечали требованиям, предъявляемым для современных ГИС. Впервые в России крупные геоинформационные системы были организованы по постановлению Правительства России в 1993 г. Таких ГИС в настоящее время пять: две общероссийские — «Госграница» и «Органы управления», и три региональные — «Север», «Рязань» и «Байкал».

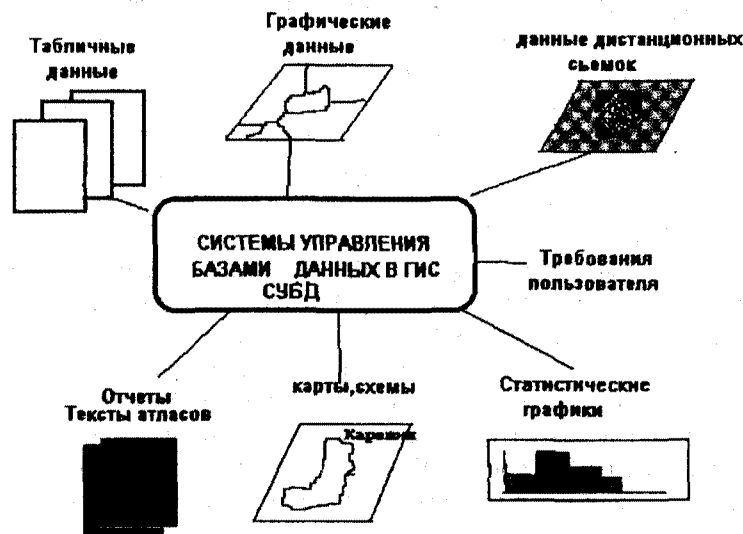


Рис. 6.2.3. Пример системы управления БД

С помощью полученной информации выполняется системный комплексный анализ с использованием разного уровня сложности программных средств и методов оценки воздействия на окружающую среду: от простейших экспертных оценок, до сложных имитационных математических моделей. На так называемом нижнем уровне используются сложные разнообразные ГИС, такие как ARC/INFO, MapGrafix, Mapinfo и другие. На верхнем же уровне,

уровне руководителей, принимающих решения, используются, как правило, экспертные системы. Экспертная система в этом случае представляет собой набор математических моделей, экспериментальных данных, и специальных критериев, правил, определенных экспертами-специалистами. Для каждого типа данных об окружающей среде создается набор (банк) математических моделей. На первом этапе любая модель рассматривается как гипотеза. В том случае, если модель отвергается по экспериментальным данным и противоречит известным фактам, происходит переход к другим моделям. Априорные знания принимаются для планирования эксперимента, выбора моделей из множества, пригодных для описания изучаемого объекта и выбора критериев для обоснования, какие модели из имеющихся лучше использовать в том или ином случае. Данные, результаты моделирования проверяются на достоверность в рамках той или иной статистической процедуры.

Упрощенные методические подходы используются для принятия решений, в частности, в системе организации экологической безопасности. Широко применяемой стала методика «оценки воздействия на окружающую среду» (ОВОС), направленная на выявление и прогнозирование ожидаемого влияния на среду обитания, здоровье населения со стороны разных мероприятий, которые могут повлиять на состояние окружающей среды.

Особенности использования ГИС-технологии для Internet

Internet-GIS находится на этапе становления. В результате интеграции технологий Web и GIS может в частности реализоваться следующий сценарий: пользователь запускает программу-браузер (для обзора), например Netscape Navigator, находит страницу с интерактивной картой и забывает о том, что является клиентом Internet, то есть начинает работать с картой в режиме обычной настольной ГИС. Данного результата можно добиться двумя способами — либо «научить» Web-сервер, на котором располагается карта, основным ГИС-функциям, либо разработать специализированный браузер, обладающий функциональным набором настольной ГИС. В этом случае за WEB-сервером останутся только коммуникационные функции.

Каждый способ имеет свои достоинства и недостатки. Передача ГИС-функций Web-серверу замедляет его работу и увеличивает время ожидания на запрос клиента, в то же время в данном случае в качестве клиентов предполагается использовать стандартные браузеры, что неограниченно расширяет круг потенциальных

пользователей. Использование специального браузера уменьшает количество возможных пользователей, но зато быстроедействие всей системы заметно улучшается.

В настоящее время развиваются оба направления. В качестве специального браузера может использоваться ArcExplorer, представляющая собой сверхпростую ГИС и служащую для просмотра электронных карт, расположенных как на локальном диске, так и в Internet. ArcExplorer выполняет визуализацию карт, просмотр атрибутивных данных, выборку объектов по атрибутам, а также копирование электронной карты с сервера на локальный диск. Недостаток этой программы — относительно малая функциональность. Для расширения возможностей работы с растровыми изображениями — космическими снимками, и при отсутствии других программных продуктов можно порекомендовать простую программу ERDAS MapSheet express. Эта программа позволяет работать со многими форматами растровых изображений, обладает многими измерительными функциями, присущими полноинструментальной ГИС, но, конечно, имеет и серьезные ограничения для решения научных и практических задач. Например, таких как геотрансформация, классификация объектов и др. Для этого имеются специализированные программы ГИС, которые будут описаны ниже.

Второе направление представлено более широко, только фирма ESRI имеет две разработки в данной области: ArcView Internet Map Server и MapObject Internet Map Server.

Эти разработки предполагают, что ГИС-функции, с помощью которых формируется ответ на запрос клиента, выполняются не непосредственно на Web-сервере, а на некотором удаленном сервере. Web-сервер в данном случае будет выступать в качестве сервера-посредника, обеспечивающего связь между клиентами и удаленными серверами. Функция посредника может реализоваться стандартными серверами с помощью специальных предлагаемых скриптов.

В качестве удаленного сервера может выступать ArcView 3 с расширением ArcView IMS или приложение, написанное на одном из стандартных языков программирования.

ArcView IMS — программа, с помощью которой любой пользователь имеющий минимальные навыки работы с ArcView GIS 3.0, может разместить свои карты в Internet. Для этого достаточно указать адрес Web-сервера, в состав сервисов которого входит один из выше перечисленных скриптов, имя HTML-

страницы, создать Вид с картой, которую предполагается выставить на сервер. В состав ArcView IMS входят Java Applet MapCafe — реализующий интерфейс ГИС-выювера (просмотрщика) и создающий у клиента, работающего с интерактивной картой, иллюзию работы с обыкновенной ГИС. MapCafe автоматически размещается на HTML-странице, имя которой было задано в начале работы.

В качестве браузера клиент может использовать Internet Explorer или Netscape Navigator. Достоинством ArcView IMS является простота его эксплуатации, к недостаткам следует отнести малую функциональность.

Альтернативой ArcView IMS является приложение, написанное с помощью Map Object IMS. Примером такого подхода может быть информационная система «Озера и реки Карелии», разработанная в Карельском научном центре РАН (ИБПС). Основными недостатками данного варианта являются трудоемкость создания приложения и связанного с ним Java-applet.

Разработанный по данной технологии IMS, во-первых, будет работать на порядок быстрее, чем ArcView IMS, во-вторых, его функциональные возможности будут ограничены только инструментальным составом MapObject, который постоянно обновляется, в-третьих имеется возможность самостоятельно разработать и написать пользовательский интерфейс. Выбор того или иного средства должен определяться конкретной задачей, которую ставит перед собой разработчик Web-сервера, и предполагаемыми условиями эксплуатации: количеством потенциальных клиентов, одновременных обращений и т.д., а также временем и финансовыми возможностями.

Если предложенные технические решения с использованием сервера-посредника и удаленного IMS не подходят, имеется возможность с помощью инструментального средства MapObject создать API-модуль, реализующий необходимые ГИС-функции. Данное решение представляется менее гибким, чем с удаленным сервером, так как API-модуль — это часть сервера, написанная прикладным программистом, которая компилируется и собирается совместно с Web-сервером, но необходимость разработки модуля может возникнуть для обеспечения взаимодействия с другими модулями.

Доступность информации для ArcViewGIS через Internet

Данные, которые могут использоваться с ArcView, сделаны

доступными через Internet многими организациями. Превосходная отправная точка — web-страница Федерального Комитета США по Географическим Данным (US Federal Geographic Data Committee) <http://www.fgdc.gov>. На этой странице содержатся связи с сотнями организаций, поддерживающих и обеспечивающих данные ГИС, и в США и во всем мире. В некоторых случаях вы можете загружать данные непосредственно для использования в ArcView. Страница web ESRI (<http://www.esri.com>) также содержит связи с организациями, поддерживающими и обеспечивающими данные ГИС ESRI ArcView Internet Map Server. Укажем еще такие популярные страницы, как MapInfo — <http://www.mapinfo.com/> и Autodesk Map Guide — <http://www.mapguide.com/>.

С выходом нового бесплатного программного продукта от ESRI — ArcExplorer, для заказчика информации о покрытии снимками, не имеющего в своем распоряжении дорогих ГИС-пакетов, значительно упрощается задача подбора необходимых снимков на интересующий участок земной поверхности.

Технология Internet GIS как и все, что связано с Internet, в настоящее время бурно развивается, поэтому имеющиеся технологии постоянно совершенствуются и нам представляется, что не имеет смысла в книге, посвященной гидрофизике, более подробно на этом останавливаться.

Примеры использования ГИС

Озерные системы рассматривают как единое геоэкосистемное образование. На базе водных объектов исторически формировались социально-экономические системы. Глубокая взаимозависимость элементов бассейна обуславливает необходимость рассматривать водный бассейн как единый объект управления. При этом система управления должна основываться на сочетании бассейнового планирования и территориального оперативного управления водохозяйственной деятельностью. Реализация водной политики на территории водосборного бассейна, а также региона, невозможна без создания современной информационной системы. Создание специализированной информационной системы водного хозяйства позволит:

- систематизировать существующую информацию о водных ресурсах и водных объектах;
- обеспечивать официальной информацией о водных объектах всех субъектов водных отношений;
- производить объективную оценку состояния водных объектов по качественным и количественным показателям;
- разрабатывать математические модели водных объектов

для прогноза изменения их состояния;

- моделировать текущее и перспективное планирование использования вод;
- обоснованно устанавливать плату за пользование водными объектами.

Разработанная БД и геоинформационная система рассчитаны на перспективу, и дают возможность наполнения ее информацией о состоянии и качестве вод, решения широкого круга водохозяйственных задач. Сетевые возможности используются для создания БД, получения информации из любого регионального центра по сети Интернет. Оценка запасов, ресурсов поверхностных и подземных вод, картирование водоемов и водосборов выполняются европейскими странами по программам BASIS, CORINE, BALANCE, BALLERINA и др.

Приведем ниже пример такой ГИС, разработанной в Институте водных проблем севера Карельского НЦ РАН (ИВПС) на примере одной из крупнейших рек Республики Карелия — Шуя. Разработанная ГИС содержит информацию и средства ее обработки по поверхностным водам бассейна реки Шуя по следующим разделам:

- гидробиологические и гидрохимические показатели по озерам и рекам с характеристикой качества вод;
- гидрохимические показатели по точкам отбора проб;
- данные по стокам рек;
- метеорологические данные по станциям;
- частные водосборы крупных речных и озерных систем;
- дополнительные данные по озерам (в виде отсканированных рисунков);
- факторы риска различного типа;
- базовые цифровые карты (озера, реки, дороги, населенные пункты и пр.);
- растровая карта территории бассейна (в формате .tif).

С использованием возможностей созданной геоинформационной системы и имеющихся программных средств по совокупности параметров с учетом нормативов по использованию воды для питьевого водоснабжения и рыбохозяйственных целей в ИВПС была разработана классификация качества вод. Качество вод было отнесено к нескольким типам по степени загрязнения: высокое, хорошее, удовлетворительное, низкое, а также загрязненные воды. В классификации, разработанной в ИВПС, природное качество вод

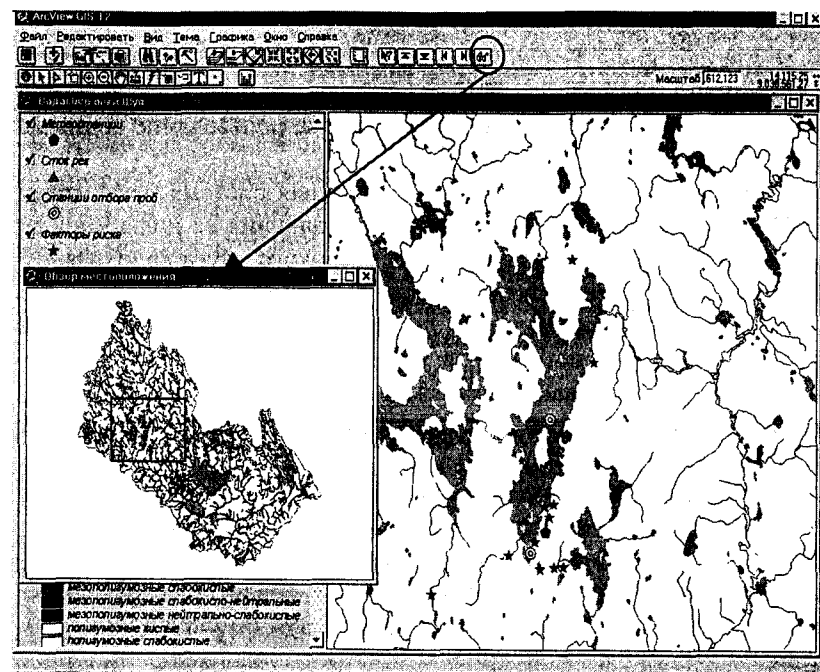


Рис. 6.2.4. Фрагмент представления ГИС «Водные объекты» водосбора реки Шуя, Республика Карелия

определено для водных объектов, находящихся в естественном состоянии, а также для зарегулированных водоемов и водных объектов, на водосборе которых проводилась лесохозяйственная мелиорация. Водные объекты, являющиеся приемниками сточных вод, для которых характерно отличие наблюдаемых показателей от природных и возможно загрязнение токсическими веществами, выделяются в отдельную группу загрязненных вод.

В основу классификации природных вод положено, прежде всего, содержание органического вещества и pH воды. Эти два параметра отражают специфику природных вод Карелии. Высокая заболоченность территории приводит к значительному выносу органического вещества, особенно гуминовых и фульвовых кислот.

Использование геоинформационных систем существенно повышает возможности решения комплексных междисциплинарных лимнологических задач. Так, например, информацию о водном объекте, например, Ладожском озере собирают более 10 организа-

ций. С использованием информационных подходов удается увязать имеющуюся информацию путем упорядочения определенных форматов, выбора программных средств. Все собранные материалы должны быть помещены в базы данных соответствующих организаций. Каждая организация может использовать собственную базу данных, используя любые совместимые программные продукты, форматы. Базы данных могут различаться по своему содержанию. Данные, необходимые для выполнения комплексных расчетов, моделирования, могут быть соединены в единую распределенную базу

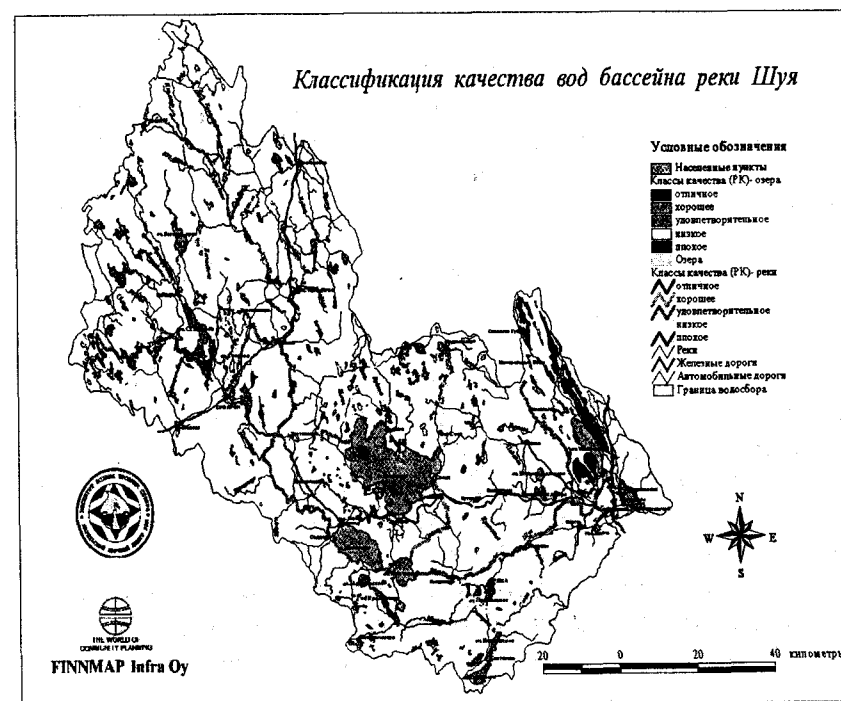


Рис. 6.2.5. Пример классификации водных объектов с использованием ГИС

для Интернет с использованием современных технологий, например, СУБД "Oracle". Именно такой подход сейчас широко начал применяться для решения системных комплексных задач.

Оценка возможных подходов по разработке баз данных для озер была рассмотрена в работе (Turunen et al., 1999). Предлагае-

мая ими база данных должна состоять из трех уровней. Первый уровень содержит вспомогательные сведения (например, станции, методы, списки видов). Второй уровень — непосредственно данные, полученные в процессе измерений, а также сопутствующие сведения. Третий уровень — результаты, полученные в лаборатории, после обработки, анализа первичных данных. Обычная структура базы данных делает возможным комбинацию (интегрирование) существующих данных в единую базу, доступную для различных организаций. В этом случае, полезность и доступность данных возрастают, уменьшается параллелизм в работе и мониторинг становится более эффективным. Помимо выполненной работы, важной представляется созданная база литературных сведений, источников, публикаций, отчетов, докладов по исследованию озера. Эта работа должна быть продолжена, чтобы пополнять базу современными публикациями.

Другие примеры разработки информационных систем имеются в Институте озераведения РАН (по термике, гидрологии) см. страничку www.limno.org.ru.

В Японии была разработана база данных об озерах Мира на базе центра ILEC — Международный комитет по озерам. Ссылка на сервер этой организации имеется на WWW — (www.ilec.or.jp/database). База данных по озерам регулярно обновляется. Важным достижением этой информационной системы является разработка упорядоченной, не меняющейся во времени формы заполнения сведений об озерах.

Особенно важна оперативно обновляемая информация об озерах по данным спутниковых наблюдений. Информация, полученная со спутников, чрезвычайно полезна для пространственно-временного анализа процессов и явлений на озере и водосборе. Оптимальная схема приборов включает одновременное использование аппаратуры AVHRR, МСУ-Э и МСУ-СК, SeaWiFS, SAR, с разных спутников. Данные, полученные этой аппаратурой дополняют друг друга и дают многостороннюю информацию об озере.

Аппаратура AVHRR, установленная на спутниках NOAA, и подобная аппаратура на российских спутниках "Метеор" используется для определения температуры поверхностных вод, почв. Методика работ, в особенности методика атмосферной коррекции, отработана Нансеновским центром. Изображения, полу-

ченные со спутника NOAA в видимой и ИК-области спектра могут охватывать всю поверхность озера с разрешением 1,1 км. Частота наблюдений во времени с этих спутников составляет несколько раз в сутки, что позволяет описать широкий класс явлений с временными масштабами порядка синоптических. Однако данные, полученные с этих спутников, могут серьезно искажаться облаками.

Аппаратура МСУ-Э и МСУ-СК со спутников серии "Космос", Ресурс-01 с пространственным разрешением 40–170 м в нескольких спектральных диапазонах (видимом, ближнем ИК и тепловом) позволяет исследовать широкий класс процессов и явлений в озере (апвеллингов, термобара, течений, вихревых движений, связанных с неоднородностями качества воды, речными потоками, загрязнениями).

SeaWiFS используется для определения концентрации хлорофилла в фитопланктоне, концентрации минеральных взвесей и растворенного органического вещества. Частота наблюдений со спутников, имеющих эту аппаратуру, составляет 2 дня. Сведения передаются в шести спектральных диапазонах видимой части спектра. Пространственное разрешение составляет порядка 1,1–4 км (в зависимости от типа операции).

SAR ERS-1,2 проводит измерение шероховатости поверхности, что оказывается весьма эффективным для определения характеристик ледового покрова, поверхностных и внутренних волн и других неоднородностей. Пространственно-временная разрешающая способность данных SAR достаточна для изучения мезо-, мелко и крупномасштабных процессов и явлений на поверхности озера и проявления внутренних движений в водоеме. SAR (радар с синтезированной апертурой) позволяет выполнять всепогодные наблюдения, т.е. даже для озера и водосбора покрытого облаками. С помощью данных со спутника, имеющего эту аппаратуру, кроме указанных выше параметров возможно определять нефтяные пленки, апвеллинги, холодные и теплые пятна на водной поверхности и т.д. Подробнее об использовании дистанционных методов изложено в соответствующем разделе книги.

Попытки создания глобальной базы данных об озерах предпринимались в разных организациях, среди них отметим работы Хальфбрасса (*Halbfass*, 1922), Хендендорфа (*Herdendorf*, 1982, 1990) и Рянжина (*Ryanzhin*, 1989). Глобальная база данных об озерах (Global Lakes Database — MGLD) была разработана в лабора-

тории космических наук Мулларда (Mullard Space Science Laboratory) в Великобритании (Birkett and Mason, 1998). В этой информационной системе содержатся сведения о расположении, количестве, высоте и др. характеристиках, полученных со спутника TOPEX/POSEIDON. Более представительная база данных по гидрологическим и гидрофизическим параметрам была разработана С.В.Рянжиным (1999) в ИНОЗ РАН.

Геоинформационная система по широкому кругу вопросов (гидрологии, климату, параметрам окружающей среды) была разработана для Великих американских озер (The Great Lakes Information Network — GLIN) и была представлена в Интернет (<http://www.great-lakes.net>). Эта информационная система широко используется как на высшем уровне для принятия решений, так и исследователями, студентами, школьниками, журналистами. В настоящее время разработана Он-лайновая система для американских озер (<http://www.great-lakes.net/gis/glgis.html>).

Возможности ГИС широко применяются для представления полей течений, анализа временных рядов течений, температуры воды и других гидрофизических параметров, в том числе и трехмерные представления.

6.3. Оценка термогидродинамических полей по данным дистанционных наблюдений

6.3.1. Некоторые вопросы обработки спутниковых изображений

Возможность описания динамики вод озера по данным разветвленной сети наблюдений на автономных буйковых станциях (АБС) при разнообразном комплексе гидрометеорологических условий весьма заманчива, но практически невыполнима в связи с ограниченностью парка приборов и большого числа озер с широким спектром движений разного масштаба. Особенно трудно описать перемещающиеся в пространстве образования, такие как крупные вихри с вертикальной осью, имеющие 5–30 км в диаметре, когерентные структуры, и т.п. Для их изучения требуются принципиально новые средства наблюдений, в том числе и дистанционные аэрокосмические. В табл. 6.3.1 приведена информация

о возможности изучения дистанционными методами различных процессов и явлений в крупных озерах.

Таблица 6.3.1. Требование к точности и возможности использования дистанционных методов для изучения гидрофизических процессов и явлений в озерах

Процесс, явление	Пространственные масштабы, км	Повторяемость съемки	Точность, пространственное разрешение, км	Возможность изучения по спутниковым данным, да или нет
Крупномасштабная циркуляция вод	10–200	1 день	1	да
Топографические волны, вихри	20–50	2–12 час	10	нет
Мезомасштабные волны, вихри, инерционные колебания	5–20	1 день	1	да
Апвеллинги	5–20	0,5 день	0,5	да
Фронтальные разделы, термобар	1	1 день	0,5	да
Внутренние волны	1	3–4 час	0,5	да
Речные потоки	1	1 день	0,5	да
Ледовые поля	1	1 день	0,5	да
Ветровые волны, циркуляции Ленгмюра	0,01–0,001	0,1 час	0,001	нет

Целенаправленные многоуровневые эксперименты по изучению термогидродинамических полей на Великих американских озерах ведутся уже три десятка лет. Крупные эксперименты по внедрению дистанционных методов были выполнены в рамках исследовательских академических программ «Озера СССР», «Мировой океан» и «Космос». На Онежском озере в 80–90 гг. были организованы многоцелевые, многоуровневые эксперименты с использованием дистанционных средств советских и американских спутников, самолетов-лабораторий, научных судов и автономных буйковых станций, а также с применением математических моделей типа «Диагноз и адаптация». Наблюдения выполнялись с помощью всех доступных средств в рамках эксперимента «Онего» (автономных буйковых станций, судов, самолетов, трех спутников) и не имеют аналогов на других озерах, в частности течения измерялись на трех горизонтах с пяти автономных буйковых станций (рис. 6.3.1), установленных поперек Онежского озера, что позволило

проводить калибровочные расчеты и верификацию результатов расчетов течений на ЭВМ. В последние годы подспутниковые экс-

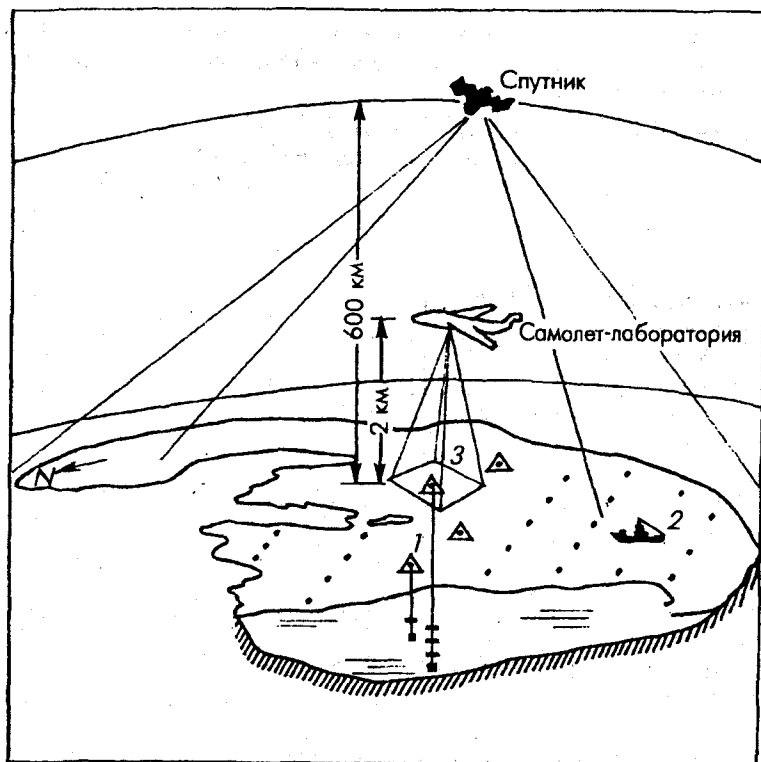


Рис. 6.3.1 Схема проведения эксперимента «Онего». На схеме показаны: спутник, самолет-лаборатория, суда и треугольниками места расположения автономных буйковых станций

перименты были проведены на Онежском, Ладожском озерах, а также Белом море и Финском заливе.

Поля температуры воды, необходимые для расчетов течений на ЭВМ, в диагностических и адаптационных экспериментах были получены путем буксировки измерителя «Батфиш» и зондирования с трех научно-исследовательских судов. Срок выполнения съемки (около 1 сут) обеспечивал необходимую синхронность данных (используемые ранее в расчетах поля температуры, полученные за 2–3 суток, являются несинхронными и содержат существенные погрешности, вносимые внутренними волновыми дви-

жениями с временными масштабами инерционных колебаний и волн Кельвина).

Измерение температуры воды поверхностного слоя может эффективно осуществляться дистанционными средствами: ИК-радиометрами с самолетов, судов и спутников. Для коррекции влияния атмосферы выполнены замеры радиационной температуры воды с трех уровней: судна, самолета и спутника серии НОАА.

Судовая съемка полей температуры воды Онежского и Ладожского озер обычно выполняется не менее, чем за несколько суток, а со спутника НОАА — за несколько минут. Синхронные судовые, самолетные и спутниковые наблюдения позволили отработать вопросы дистанционных измерений температуры поверхности воды (ТПВ) с учетом особенностей гидрометеорологических условий и влияния атмосферы на авиакосмические измерения при помощи ИК-радиометра. В частности, рассчитаны уравнения регрессии судовых, спутниковых и самолетных данных с наблюдениями ТПВ, полученными контактными методами.

Первичная информация со спутников может приниматься как на собственных региональных центрах, так и из Интернета. Широко представлена информация с разных спутников, а также методика обработки и анализа данных на сайте Института космических исследований РАН (<http://smis.iki.rssi.ru/welcome.html>), центра НОАА: <http://www.saa.noaa.gov/> или <http://www.nesdis.noaa.gov/>. Получаемая первичная информация аппаратурой AVHRR со спутника НОАА представляет собой изображение подспутникового пространства радиометром в видимом (0,58–0,68; 0,725–1,1 мкм — каналы 1 и 2, в красном (3,55–3,93; 10,5–11,5; 11,5–12,5 мкм — каналы 3, 4 и 5 соответственно) диапазонах электромагнитного спектра с пространственным разрешением 0,8–1,1 км. Информация, получаемая по каналу радиометра в дневное время суток, содержит высокий процент рассеянной и отраженной от водной поверхности солнечной радиации, что приводит к зашумленности полезной информации о распределении температуры на поверхности моря.

Для коррекции спутниковых данных радиометром AVHRR с разрешением 1,1 км были проведены синхронные съемки, измерения температуры поверхности воды (ТПВ) ИК-радиометром с борта судна, а также контактными методами. Использование такого набора данных позволяет провести трансформацию, калибровку и атмосферную коррекцию спутниковых данных, оптимизировать алгоритм вычисления температуры.

Процедура геометрической коррекции преобразует снимок таким образом, что координаты объектов на снимке соответствуют географическим координатам этих объектов. Коррекция может проводиться по разным программам, например Idris — это относительно недорогая геоинформационная программа, или с использованием профессионального пакета программ Erdas Imagine фирмы ESRI, методом контрольных точек. В соответствии с этим методом на карте и на космическом снимке выбирают опорные точки, которые соответствуют хорошо заметным объектам. Это могут быть перекрестки дорог, устья рек, углы полей, мысы и заливы. На основе координат этих точек в новую систему трансформируются все остальные точки снимка. В качестве карты-основы для обработки снимков со спутников серии НОАА может использоваться векторная электронная карта масштаба 1 : 1 000 000. В Интернете можно найти карту такого масштаба, которая называется цифровая карта Мира (DCW), распространяемая фирмой MapInfo. Затем «привязанные» к карте снимки экспортируются в формат данных Idris для калибровки и вычисления температур.

На стадии подготовки космических снимков к обработке так же необходимо провести калибровку данных зондирования. Исходный снимок представляет собой файл в формате TDF. В заголовке файла записаны уникальные для каждого снимка данные калибровки: номер спутника, с которого сделан снимок, данные о витке, времени и дате съемки. На основании коэффициентов откалиброванное значение яркости в данной точке вычисляется по формуле:

$$E_C = MS + O,$$

где E_C — значение яркости, S — масштаб, O — смещение, M — значение пикселя в этой точке.

Для вычисления радиояркостной температуры по данным спектральной яркости канала используют формулу:

$$T(E) = \frac{C_2 v}{\ln(1 + C_1 v^3 / E)},$$

где T — температура (K) для яркости E , v — центральное волновое число для данного канала (см^{-1}), C_1 , C_2 — константы ($C_1 = 1,1910659 \cdot 10^{-5} \text{ мВт}/(\text{м}^2 \cdot \text{ст} \cdot \text{см}^{-4})$ и $C_2 = 1,438833 \text{ см} \cdot \text{К}$).

В программу Idris встроен модуль Image Calculator (подобный модуль имеется и в программе Erdas), который позволяет попик-

сельно производить математические и логические операции над разными каналами космического снимка. С помощью этого модуля для каждого трансформированного снимка выполняется калибровка данных и вычисляется радиояркостная температура для четвертого и пятого каналов аппаратуры радиометра высокого разрешения (AVHRR).

Температура поверхности воды является функцией радиояркостных температур для этих инфракрасных каналов. Для ее вычисления используется полином, в который входят умноженные на коэффициенты значения радиояркостных температур и свободный член. В общем виде формула имеет вид

$$T(BT_4, BT_5) = \sum_n C_{4n} * BT_4^n + \sum_n C_{5n} * BT_5^n + \sum_{n,m} C_{45nm} * BT_4^n * BT_5^m + C,$$

где T — значение температуры воды при данных радиояркостных температур 4-го и 5-го каналов BT_4 , BT_5 ; C_{4n} — коэффициенты для четвертого канала степени n , C_{5n} — коэффициенты для пятого канала степени n , C_{45} — коэффициенты для произведения четвертого и пятого каналов, C — свободный член. Однако практика показывает, что коэффициенты при членах в степени больше единицы практически равны нулю, поэтому формула приобретает вид:

$$T(BT_4, BT_5) = C_4 * BT_4 + C_5 * BT_5 + C_{45} * BT_4 * BT_5 + C.$$

Коэффициенты этого многочлена C_4 , C_5 , C_{45} , C зависят от многих факторов: времени съемки, сезона, степени волнения моря, и количества влаги в атмосфере. От снимка к снимку эти параметры могут значительно варьировать. Обычно используется два набора коэффициентов — для ночной и дневной съемки. Для уменьшения систематической ошибки, возникающей при вычислении температуры по одинаковым коэффициентам в разных условиях, была разработана методика оптимизации коэффициентов. Она основывается на сравнении измеренной с судна контактным методом и вычисленной температуры в данной точке. Изменения коэффициентов таким образом, должны быть минимальными. Усредненные коэффициенты для всего снимка получались при сравнении значений температур измеренных в нескольких разных точках. На этапе оптимизации коэффициентов необходимо нанести точки измерений станций на космический снимок и снять значения яркости

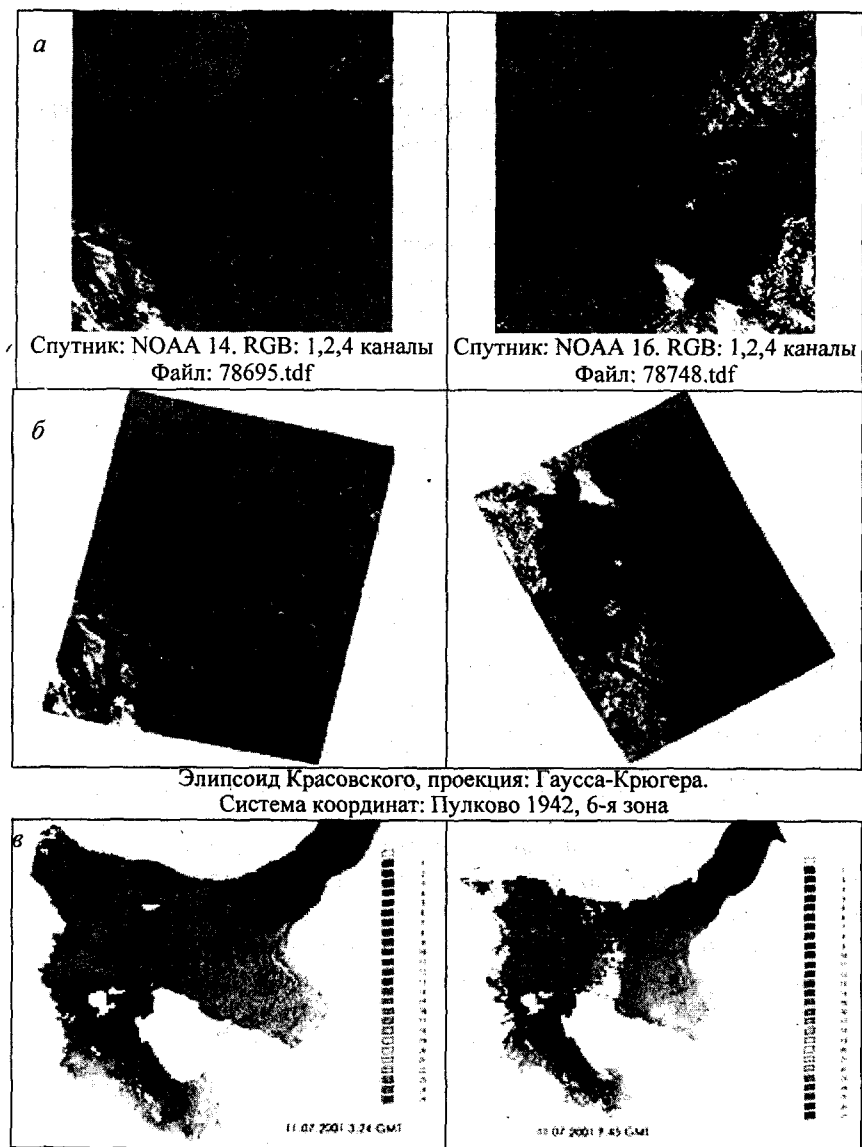


Рис. 6.3.2. Пример обработки снимка со спутника НОАА: а — исходный снимок, б — трансформированный снимок, в — рассчитанные значения температуры поверхности воды по вышеуказанной процедуре. Изображение дано в «ложных» (псевдо) цветах. Обычно градации цветов даются от 0 до 255

пикселей в этих точках. Программа Erdas Imagine использует прямоугольную систему координат и работает с космическими снимками в проекции Гаусса-Крюгера. Для перевода координат из географической системы (градусы) в прямоугольную (метры) можно использовать программы ГИС ArcView или MapInfo. Координаты в формате CSV были экспортированы в таблицу программы ГИС MapInfo; с помощью команды CreatePoints были созданы опорные точки. По начальным значениям коэффициентов вычислялась температура воды для каждой точки и в отдельном столбце квадратичное отклонение вычисленной температуры от измеренной, в отдельной ячейке отклонения суммировались.

Для снимков, сделанных в разное время, коэффициенты отличались. Например, для снимка 78695, сделанного в 3,24 GMT 11.07.01, коэффициенты были $C_4 = 3,6729$, $C_5 = -3,54232$, $C = 4,39206$, $C_{45} = 0,03996$, а для 78748, полученного в 9,45 GMT 11.07.01 — $C_4 = -0,215557$, $C_5 = -0,241679$, $C = 7,580226$, $C_{45} = 0,075969$. Но для одновременных снимков коэффициенты практически не отличались и составили $C_4 = 3,670069$, $C_5 = -3,5449007$, $C = 4,391821$, $C_{45} = 0,0095810$.

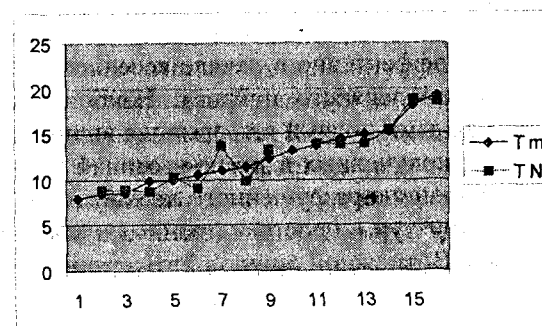


Рис. 6.3.3. Результаты сравнения измеренных с судна T_m и рассчитанных по спутниковым данным T_N температур воды на 15 гидрологических станциях

Для маркирования облаков и суши на космических снимках используется алгоритм итерационного кластерного анализа снимка, при котором пиксели снимка разбиваются на группы, одни соответствуют морской поверхности, другие — другим типам покрова.

Для визуализации результатов и облегчения первичной обработки значения температуры округлялись до целых и файл данных экспортировался в графический формат TIF с собственной палитрой therm1.pal.

В навигационный период наибольший интерес для изучения особенностей термогидродинамических процессов и полей представляют данные, полученные со спутника в тепловом диапазоне (каналы 4 и 5). Анализ ИК-изображений показал, что поле температуры поверхности моря или крупного озера имеет существенную пространственно-временную изменчивость и может значительным образом отличаться от климатического. Анализ обработанных снимков позволяет выявить наличие струйных течений, многочисленных вихревых образований циклонического и антициклонического характера, когерентных структур типа «грибовидные образования», а также неоднородностей, связанных с генерацией экмановских прибрежных апвеллингов (рис. 6.3.4). Наиболее отчетливо на ИК-снимках выделяются фронты, в особенности фронт термобара и апвеллинга. Фронты испытывают динамическую неустойчивость, проявляющуюся в виде струй («пальцев»). Выполненный нами анализ формирования зон прибрежного апвеллинга во внутренних водоемах показал их приуроченность к мысам и неоднородностям рельефа дна.

В зимний период наиболее эффективно исследование особенностей динамических процессов, таких как вихри, грибовидные образования, с использованием ледовых полей в качестве индикаторов. Это особенно эффективно в начале весеннего периода при разрушении основного ледяного покрова. Наиболее применима для слежения за ледяными полями информация видимого диапазона. Анализ снимков, полученных в зимне-весенний период, позволял обнаружить на границе разрушенного ледяного покрова образование вихревых структур с пространственными масштабами несколько километров. Возможной причиной генерации этих образований может быть неустойчивость, возникающая в результате горизонтальной неоднородности полей течений в прикромочной зоне. Проследить особенности изменений во времени этих антициклонических вихрей по данным со спутников НОАА или Метеор не представлялось возможным из-за облачности. Для этих целей более эффективно представляется использование всепогодных спутниковых снимков, получаемых с помощью радаров с синтезированной апертурой (РСА, но обычно название этой аппаратуры дается в оригинале для европейского спутника как SAR). Очевидна необходимость комплексирования наблюдений со спутников в ИК-и видимом диапазонах с радиолокационными данными SAR, а также инструментальными измерениями для изучения механизмов формирования и эволюции вихревых образований, различных

когерентных структур, существенным образом влияющих на режим вод. Особый интерес представляет сравнительный анализ наблюдений с НИС, спутников серии НОАА и SeaWiFS для изучения пространственных особенностей гидрологических и биологических полей (хлорофилла-а), минеральных взвесей, растворенного органического вещества.

6.3.2. Вихри, когерентные структуры, волны, ветровые полосы

Покажем возможность оценки физических процессов, происходящих в толще воды, по измеренным со спутников характеристикам поверхности озера. По данным наблюдений отмечена существенная «пятнистость» явлений, происходящих в озере, определена зависимость «пятнистости» от разнообразного комплекса гидрометеорологических условий, что принципиально важно с точки зрения проведения стандартных контактных измерений, выполняемых с судов. Неучет или недооценка «пятнистости» явления могут привести к ошибочной трактовке параметров качества вод озера.

По данным измерений с судна, самолета и спутника поля ТПВ в Онежском озере было показано, что ТПВ существенно изменялась в зависимости от синоптической ситуации. Причем, как показали синхронные судовые наблюдения температуры воды, эти изменения затрагивали не только ТПВ, но и происходили по всей толще вод. При вариациях скорости и направления ветра в озере отмечается формирование зон прибрежного экмановского апвеллинга. При этом увеличиваются градиенты температуры воды до 0,2–0,4 °C/км и обостряется фронт экмановского прибрежного апвеллинга. Покажем это на примере. При ветре северных румбов со скоростью более 5 м/с у восточного берега озера сформировался вытянутый на несколько десятков километров прибрежный апвеллинг. Через несколько суток при ослаблении ветра отмечается его релаксация и начинается формирование циклонического круговорота в центральной части озера, что видно по данным ТПВ и численным диагностическим расчетам. При штилевой погоде наиболее ярко проявлялась «пятнистость», которая нашла отражение в полях как ТПВ, так и хлорофилла-а. Причем пространственные размеры пятен хлорофилла достигали десятков метров.

Существуют разные предположения относительно формирования пятен фитопланктона в центральной части озера. Во-первых, необходимо отметить, что «цветение» воды (массовое развитие

одноклеточных водорослей) в центре Онежского озера связано, с одной стороны, с высоким прогревом воды за счет аномально высокой температуры воздуха в 1989 г., во-вторых, одновременно с вышеприведенной причиной может наблюдаться вынос биогенных веществ со дна к поверхности озера как за счет циклонической циркуляции вод озер, так и внутренними гравитационными волнами. Пятна хлорофилла имели разнообразную форму: в виде интегралов, северного сияния, волновых пакетов, ячеек Бенара.

Съемка, осуществленная при помощи радиолокационной станции бокового обзора (РЛС БО) со «всепогодного» спутника «Алмаз-Космос-1870», проведенная синхронно с самолетной и судовой, также показала разделение озера по тону и текстуре как бы на две половины с наличием пятен размером от десятков до сотен метров.



Рис. 6.3.4. Снимок Онежского озера со спутника «Алмаз»

Причем эти пятна коррелируют с разрывами тонкой пленки на поверхности озера, с турбулизацией воды судами и с воздействием внутренних гравитационных волн на поверхностный слой воды. Разделение озера в этот период на две части вызвано, вероятно, небольшими порывами ветра южных направлений, что приводит к формированию шероховатостей на поверхности западной половины озера. Судя по имеющимся сопутствующим наблюдениям, данные, полученные для штилевых условий РЛС БО со спутника «Алмаз», характеризуют особенности поверхности озера. Для решения методических вопросов интерпретации данных РЛС БО высокого разрешения, полученных с помощью этого спутника, требуется дополнительная информация, собранная при разнообразных гидрометеорологических условиях.

При изменении синоптической ситуации и усилении ветра южных румбов у западного берега формируется прибрежный апвеллинг, а у восточного отмечается даунвеллинг, где и находится зона максимальных значений ТПВ. При этих условиях в районе восточного берега р. Водлы отмечаются максимальные concentra-

ции хлорофилла-а — до 14 мг/м (в центральной части 4 мг/м). При этом исчезают мелко- и мезомасштабные неоднородности с размерами несколько десятков метров в полях ТПВ и хлорофилла, а формируются более крупномасштабные — с размерами от нескольких километров до десятков километров. В конце эксперимента (при ослаблении ветра происходит выравнивание ТПВ, отсутствуют прибрежные апвеллинги, а распределение температуры становится типичным для летнего периода стратификации. Таким образом, из всех приведенных карт ТПВ «типичной» оказалась только одна, т.е. становится очевидным, что представления о «средних», «типичных» для определенного сезона полях температуры воды являются заблуждением.

На основе выполненных численных экспериментов и наблюдений можно констатировать, что роль ветра в формировании полей скорости и плотности является определяющей. В крупном озере даже в период летней стратификации нет квазипостоянной циклонической циркуляции вод, а существует пакет циркуляций и круговоротов, скорость и направление вращения которых зависят от эффектов бароклинности, морфометрии и ветра.

Проведенные натурные наблюдения вместе с численными экспериментами на моделях позволили по ТПВ, определенной со спутника или самолета, диагностировать интегральную циркуляцию вод в Онежском и Ладожском озерах. По ТПВ и другим сопутствующим наблюдениям оказалось возможным оценить кинематику происходящих физических процессов в толще воды озера, причем наиболее успешно это можно сделать для нештилевых условий, при которых суточный термоклин не оказывает «запирающего эффекта». Для изучения динамики вод требуются съемки через определенные промежутки времени.

Существенным преимуществом при изучении с искусственных спутников Земли (ИСЗ) озер по сравнению с сушей является то, что над озерами облачность значительно меньше, а атмосфера более прозрачна, чем над сушей, и в особенности над промышленными центрами. При использовании космической орбитальной станции по сравнению с ИСЗ имеется возможность выбрать необходимый угол визирования, произвести съемку, если это требуется, в солнечном блике, что существенно повышает возможности дешифрирования гидрофизических неоднородностей на озерах. Материалами для наших исследований послужили данные телевизионной сканерной съемки среднего и высокого разрешения (МСУ-СК и МСУ-Э с разрешением на местности до 45 м в диапазонах

0,5–0,6, 0,6–0,7, 0,8–0,9 мкм) со спутников «Космос-1939» и «Метеор-30», а также результаты космической съемки, выполненной со спутника ERTS многоспектральным сканером в видимом диапазоне.

Рассмотрим особенности движений с пространственными масштабами от нескольких километров до нескольких десятков километров, обнаруженные в озерах по данным космической съемки (рис. 6.3.5). Полученному изображению Ладожского озера в видимой области спектра предшествовала съемка с самолета-лаборатории с использованием ИК-радиометра. Одновременно Гидрометеослужбой были выполнены контактные (синхронные с космической съемкой) измерения температуры воды, течений на отдельных вертикалях, колебаний уровня воды, а также наблюде-

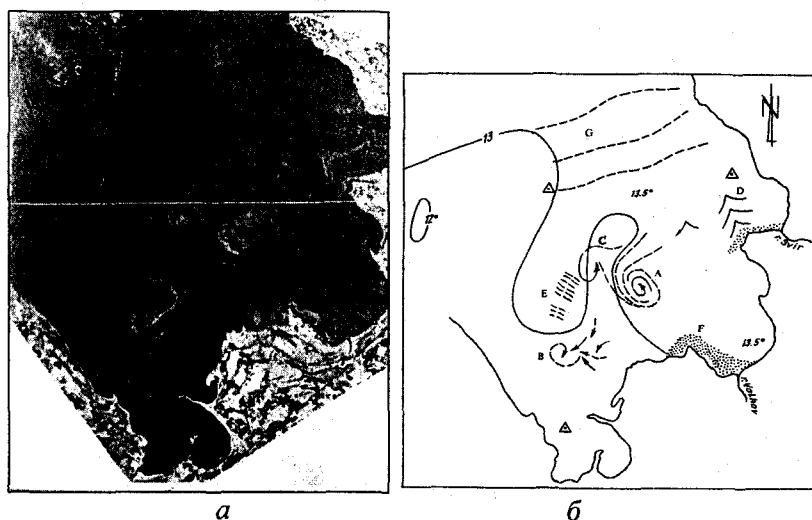


Рис. 6.3.5. Снимок Ладожского озера со спутника ERTS (а). Элементы динамики вод Ладожского озера по результатам дешифрирования космического снимка (б). А–F — вихри, внутренние волны; 1–3 — точки измерения гидрофизических параметров; изолинии — температура поверхности воды, °С

ния метеорологических параметров (скорости и направления ветра, давления, облачности) и оценено состояние взволнованной поверхности озера. На отдельных вертикалях в озере были произведены измерения характеристик внутренних волн и течений. Для рассматриваемых гидрометеорологических условий (период устойчивой термической стратификации, скорость ветра около 4 м/с) были проведены расчеты течений с использованием нелинейной диагно-

стической модели при шаге сетки 10 км, а также вычисления ветровых и стоковых течений с шагом расчетной сетки 5–7 км. Вся имеющаяся информация использована для выявления природы обнаруженных по космическому снимку неоднородностей динамики вод Ладожского озера, в том числе вихревых неоднородностей и внутренних волн в открытой и прибрежной зонах.

К. Мортимер (1975) рассматривал вихри в оз. Мичиган на термическом фронте — термобаре. Размеры этих вихрей составляли всего несколько километров, а образовывались они подобно вихрям на фронтах в океане при отделении меандров. Неоднократно наблюдались вихревые неоднородности в озерах за крупными мысами, выступающими в озеро на несколько километров. Генерация этих вихрей связана с неустойчивостью струйных вдольбереговых течений.

Отсутствие облачности во время космической съемки Ладожского озера существенно упростило интерпретацию обнаруженных особенностей динамики вод. Индикаторами вихревых движений и внутренних волн служили взвесь (воды рек Волхов и Свирь) и планктон. На рис. 6.3.5, б выделены основные наблюдаемые особенности, характеризующие динамику вод южной и центральной частей Ладожского озера, а также специфику динамики вод прибрежной зоны. Можно выделить вихрь А с диаметром около 25 км, имеющий циклоническое вращение, и антициклонический вихрь В. На периферии вихря А глубина озера составляет 45 м. Восточнее бухты Петрокрепость наблюдается типичное и для океана грибовидное образование F. Между вихрями А и В располагаются полосы Е, расстояние между которыми составляет около 10 км. Эти полосы могут быть связаны с проявлением внутренних волн на поверхности озера.

Обратимся теперь к анализу особенностей динамики вод озера по данным наблюдений и по модельным расчетам. Анализ результатов численного моделирования течений на нелинейной диагностической модели показал, что в основном озеро охвачено циклоническим переносом, причем в верхнем 10-метровом слое доминируют ветровые течения, а скорость их на поверхности составляет 10–15 см/с. В южной части озера отмечается циклонический круговорот. Толщина верхнего экмановского слоя при ветре 3–4 м/с по расчетам составила 10–15 м. В южной, относительно мелководной части озера течения на поверхности имели направление с северо-востока на юго-запад:

За несколько дней до космической съемки скорость ветра этого же направления достигла 12 м/с, что привело к существенному

развитию ветровых течений. В прибрежной шельфовой зоне озера течения стали неустойчивыми, сформировались вихри, «захваченные» волны. Прибрежную зону озера можно условно определить по внутреннему радиусу деформации Россби, который составлял 3–5 км. Таким образом, вихри и волны, обнаруженные на расстоянии 20–40 км от берега, принадлежат открытой части озера. Основные особенности общей и локальной циркуляции и вихрей можно объяснить сохранением абсолютной потенциальной завихренности: $f + \zeta/H = \text{const}$, где H — глубина; ζ — вертикальный компонент относительной завихренности. Для сравнительно малых бассейнов, какими являются озера (в том числе и крупные), доминирующий вклад в изменения характеристик вихря вносят вариации глубины H . Интегральная циркуляция вод в центральной и южной частях озера в простом случае может быть представлена в виде двух циркуляций, разделенных нодальной линией, имеющей циклоническую прецессию. Частота этих течений для Ладожского озера, аппроксимируемого эллипсом с параболическим дном, составляет на широте 61° примерно $\omega = f/7 = 0,08$ рад/ч, величина скорости в центре бассейна и у берегов имеет приблизительно одинаковый порядок, тогда как для волн Кельвина максимум скорости течений отмечается в прибрежной зоне. На неоднородностях рельефа дна крупномасштабная циркуляция может порождать локальные циркуляции — вихри с масштабами несколько десятков километров. Характер образовавшихся вихрей (направление вращения) зависит от знака величины $\partial(f/H)/\partial y$. Если эта величина положительна, то вихрь имеет антициклоническое вращение. В частности, в районе вихря *A* рассматриваемая величина имеет отрицательный знак и поэтому циркуляция оказывается циклонической. В районе вихря *B* производная $\partial(f/H)/\partial y$ больше 0 и, следовательно, циркуляция антициклоническая. Вдоль критической линии это соотношение — около 0 и образуется свободная струя. Основным фактором, определяющим упомянутые локальные вихри, является тенденция вихря сохранять свое состояние. Столб жидкости перемещается таким образом, что высота и относительный вихрь изменяются при сохранении величины потенциального вихря. Соотношение вертикального и горизонтального (H/L) размеров в вихрях *A* и *B* одинаково и составляет 0,001.

Рассмотрим теперь некоторые особенности динамики вод озера по другим данным. На основе длительных наблюдений на АБС за течениями и температурой воды были рассчитаны спектры ко-

лебаний, которые имели следующие особенности. В спектрах течений прибрежной зоны (ограниченной радиусом R) по сравнению со спектрами открытого озера отсутствуют максимумы на локальной инерционной частоте. Инерционные колебания течений в озере встречаются на расстоянии нескольких радиусов круга инерции, при средней скорости $u = 7$ см/с этот радиус соответствует 1 км. Таким образом, в зоне за «свалом» глубин, на расстоянии нескольких километров от берега в спектре течений существует максимум на инерционной частоте $\omega = 0,45$ рад/ч. Природа движений с этой частотой может быть различной. По данным наблюдений на озерах Ладожском и Севан, в период прямой термической стратификации это могут быть инерционно-гравитационные внутренние волны, которые проявляются в колебаниях температуры или скорости течений. Например, на мелководье колебания скорости течений с этими временными масштабами не наблюдались, а в глубоководной области имели место чисто инерционные колебания течений и инерционно-гравитационные внутренние волны. Судя по характерным пространственным масштабам порядка 1 км, именно эти движения могут проявиться на дешифрированном снимке. В спектрах гидрофизических характеристик Ладожского озера имеется максимум в низкочастотной области $\omega > 0,10$ рад/ч. В прибрежной зоне эти движения могут быть обусловлены бароклинными волнами Кельвина, проявление которых ограничивается расстоянием R . Однако колебания течений и температуры воды с этими временными масштабами отмечаются и в открытой части озера. Рассчитанные с осреднением за 1 сутки векторы течений подтверждают наличие крупномасштабных циркуляций в озере с временными масштабами порядка нескольких суток.

Судя по небольшому нагону в сторону бухты Петрокрепость, который в момент космической съемки составлял 30–40 мм (по данным уровенных наблюдений на ОГМС), и учитывая, что расстояние между станциями наблюдений порядка 100 км, скорость течений по оценкам составляет около 5–10 см/с. Подобные величины изменений уровня по акватории озера получены и на диагностической модели. Синхронные с космической съемкой измерения течений в нескольких точках подтверждают приведенные выше оценки и расчеты. В частности, средние за 1 сутки течения на горизонте 5 м составляли 5 см/с, а на горизонте 10 м — 4 см/с. Однако, судя по наблюдаемым полосам, показывающим захват вод с разными характеристиками, в обнаруженных на снимке вихрях *A* и *B*

скорость течений должна быть существенно больше 20–30 см/с. В центре циклонического вихря *A* отмечаются холодные, менее насыщенные взвесью воды, свидетельствующие о подъеме вод.

Наблюдаемые полосы южнее о. Мантсинсаари могут быть проявлением на поверхности внутренних волн с длиной волны порядка 10 км. Примерно такие же проявления внутренних волн на поверхности озера видны по данным радара с синтезированной апертурой (SAR) со спутника ERS (рис. 6.3.6).

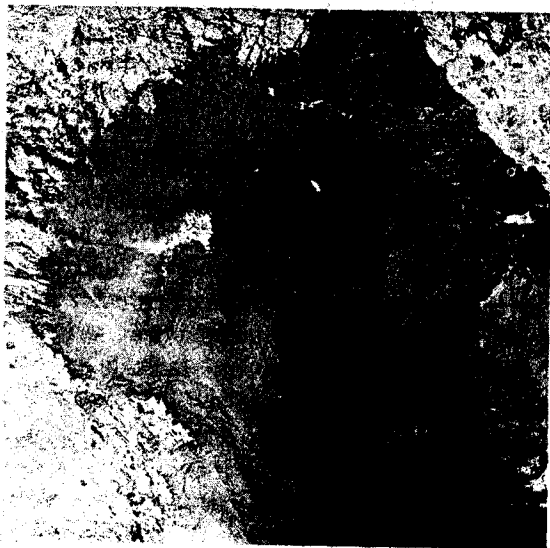


Рис. 6.3.6. Изображение SAR Северной части Ладожского озера летом 1995 со спутника ERS

6.3.3. Речные потоки, апвеллинги

Влияние рек на формирование общей циркуляции вод озер незначительно. В зависимости от расхода рек и наклона дна оно проявляется на расстоянии от нескольких сотен метров до нескольких километров. Наблюдаемые в озере прибрежные потоки подразделяют на струи и шлейфы. Под первыми понимают потоки, не обладающие нейтральной плавучестью по отношению к водам озера, но имеющие момент количества движения, а шлейф — это поток с положительной плавучестью, но с нулевым моментом. Струи и шлейфы хорошо фиксируются по данным космических съемок. Для струй в озерах может наблюдаться эффект «захвата» их бере-

гом. Это происходит, если отношение толщины потока (струи) к глубине места *H* менее 0,1.

По данным космической съемки (сканер МСУ-Э с разрешением 30 м, спутник «Космос-1939») в видимом диапазоне 0,5–0,6 и 0,6–0,7 мкм оценены особенности прибрежного апвеллинга в Ладожском озере. Наиболее четко виден апвеллинг в южной части озера. Этот апвеллинг выделяется на космическом снимке (рис. 6.3.7) в оптическом диапазоне из-за существенной (на порядок) разницы в количестве взвесей собственно волховских вод и вод прибрежного апвеллинга. Воды последнего поступают из гипolimниона озера, а контрасты ТПВ озера в апвеллинге и центральной части Волховской губы составляют около 4°C. Характерные размеры рассматриваемого апвеллинга порядка 25x10 км, в северной его части обнаружено грибовидное бобобразование 5x5 км с тенденцией к антициклоническому вращению.

На рис. 6.3.7 виден пример захваченной струи для р. Волхова (с малым наклоном дна) на Ладожском озере. Захват потока может



Рис. 6.3.7. Спутниковый снимок со спутника «Ресурс-01» Волховской губы Ладожского озера. На снимке виден речной поток и проявление апвеллинга на поверхности

и не наблюдаться в зависимости от сезонных изменений температуры воды. Захват струй, а также наличие термобара и прибрежного потока не способствуют перемешиванию стоков, поступающих в озеро, с основной водной массой. При создании адекватных математических моделей, в особенности для описания процессов распространения и трансформации сточных вод от предприятий и атомных станций, расположенных на берегах озер, важно учитывать перечисленные выше особенности гидродинамики прибрежной зоны.

Сточные воды, как правило, имеют отчетливую границу — фронт. Распространение и интенсивность рассеивания факела сточных вод определяются направлением и скоростью течений, сформированных ветром и другими причинами (рельефом дна, стратификацией). У западного приглубого берега Ладожского озера в районе г. Приозерска эти воды попадают в струйные течения, существующие в озере с мая по сентябрь на расстоянии нескольких километров от берега. Распространяются течения в период стратификации против часовой стрелки, испытывая слабое влияние турбулентной диффузии, о чем можно судить по виду «факела» на космических снимках, на которых видно, что струйный поток с увеличением расстояния от устья увеличивается. Далее эти воды перемещаются на запад по направлению к реке Неве. Особенно отчетливо данный процесс наблюдается в период существования в озере гидрофронта — термобара. В навигационный период нет равномерного разбавления сточных вод под действием турбулентной диффузии, как это и показано методами математического моделирования. Распространение сточных вод в районе Приозерска на север возможно только при формировании здесь апвеллинга, который может возникать в этом районе озера в июле-сентябре. Наиболее интенсивные апвеллинги, сопровождающиеся изменением ТПВ на $3-5^{\circ}\text{C}$, которые за сезон отмечаются всего 3-4 раза. Наряду с положительным влиянием апвеллинга на разбавление сточных вод в районе Приозерска отмечается и отрицательный эффект из-за ресуспензии — подъема тяжелой фракции сточных вод к поверхности.

В южной мелководной части озера наиболее интенсивным источником загрязнения являются стоки рек Волхов, Свирь, Сясь. Существующая в весенний период циклоническая циркуляция в озере благоприятствует разбавлению сточных вод от этих источников, направляя эти воды на север. Однако уже в конце июня — начале июля в южной части озера формируется антициклоническая

циркуляция, способствующая распространению сточных вод из рассматриваемых районов к Неве. Таким образом, за счет существующей в озере циркуляции и слабого перемешивания «факел» сточных вод распространяется от источника на многие десятки километров, т.е. создается неблагоприятная экологическая ситуация, при которой сточные воды от источников загрязнения попадают к истоку Невы.

Рассмотрим результаты анализа космических снимков, выполненных до строительства дамбы и во время этого строительства в восточной части Финского залива (рис. 6.3.8).

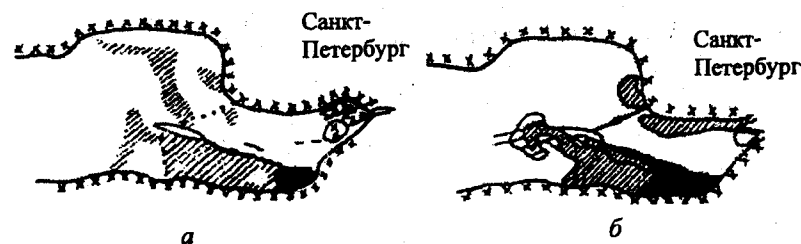


Рис. 6.3.8. Образование грибовидного потока до (а) и после (б) строительства дамбы в Невской губе; дешифрирование космических снимков, «Космос-939»

Рассмотренные снимки выполнены в одном спектральном диапазоне 0,5–0,6 нм. Наиболее загрязненной частью Невской губы является южная часть, в особенности прилегающая непосредственно к Санкт-Петербургу и вдоль трассы морского канала (рис. 6.3.8). Далее шлейф загрязненных вод при отсутствии дамбы наблюдался как севернее, так и южнее острова Котлин. Причем южнее острова отмечено почти равномерное распределение сточных вод, а севернее острова их поток, судя по плотности изображения, занимает четвертую часть пролива между островом Котлин и северным берегом. При определенных гидрометеорологических условиях, в особенности при западных и южных ветрах, происходит распространение и трансформация потока вдоль северного берега в Финский залив. Водообмен с Финским заливом несколько сократился. В пределах губы образуются локальные циркуляции у северной и южной частей дамбы.

6.3.4 Проявление циркуляций Ленгмюра и ветровых полос

По данным многозональных съемок, на акватории Ладожского озера имеется большое разнообразие ветровых полос при разных гидрометеорологических условиях, расстояние между полосами — от нескольких сантиметров до нескольких метров. Они проявляются в открытом озере, в так называемой тепло-инертной зоне за термобаром, на термобаре, в теплоактивной области озера и в зоне влияния речного потока при разных соотношениях ТПВ и воздуха. Генезис явлений, обнаруженных по разным признакам на поверхности озера, не изучался; важно было показать их разнообразие при разных гидрометеорологических условиях. Для привязки полос к определенным процессам, происходящим в озере, требуется более обширная информация, тем более что кроме изучения особенностей проявления ветровых полос ставилась задача изучить особенности других, более крупномасштабных явлений.

Как известно, не все полосы на поверхности озера или моря связаны с циркуляциями Ленгмюра. Расстояние между основными полосами Ленгмюра примерно соответствует толщине верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), или эпилимниона. Как показали наблюдения на Ладожском озере с самолета, чаще всего в рассматриваемых гидрометеорологических условиях такого соответствия не наблюдалось.

В прибрежной зоне Волховской губы (рис. 6.3.9) при ветре в сторону берега отмечаются полосы, параллельные берегу, с уменьшением расстояния между основными полосами от 5–20 до 1 м. Длина отдельных полос уменьшается с 50–100 до 5–10 м, при прохождении зоны тростника на мелководье характерные размеры полос не уменьшаются и не меняют направления относительно направления ветра.

Ветровые полосы наблюдаются и в Волхове, но не по всему руслу, а лишь в отдельных местах, при этом направление полос совпадает не с течением в реке, а с направлением ветра.

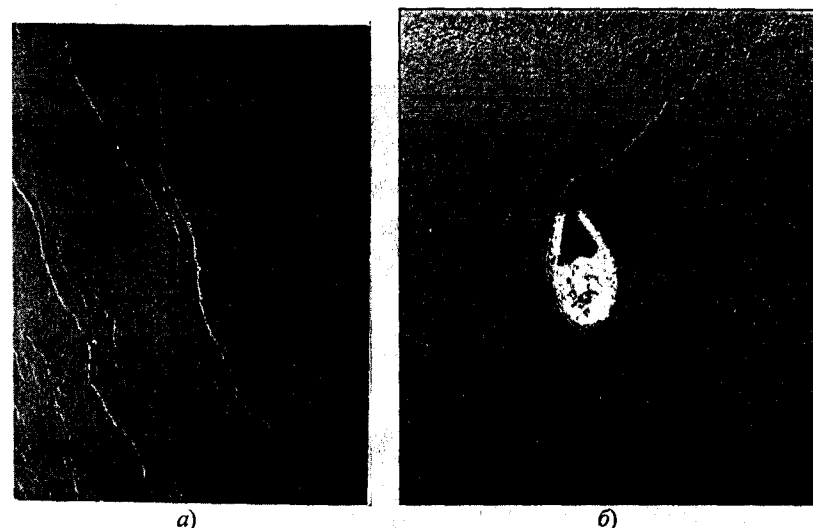


Рис. 6.3.9. Циркуляции Ленгмюра, ветровые полосы на поверхности озера (а), и за островом (б)

6.3.5. Проявления фронтальных разделов, термобара

Фронтальные зоны озера маркируются пенной полосой и градиентами течений и температуры. Фронт отмечается и по цветовым и яркостным характеристикам. Холодная зона озера имеет темно-синий цветовой оттенок. В этой зоне даже при наличии ветра чаще всего совсем нет ряби на поверхности, а стратифицированная область имеет светло-белесый цветовой оттенок. Пенная граница на фронте возникает при определенных соотношениях температуры атмосферы и озера, здесь происходит интенсивное выделение газов и образование пузырьков и пены. В холодной зоне за термобаром почти не наблюдается вторичных полос, в то время как в стратифицированной зоне отмечаются основные и вторичные полосы (рис. 6.3.10). На рис. 6.3.11 показано проявление на поверхности Онежского озера термобара по данным спутника Ресурс-01. Направление ветра определялось по данным метеостанций (рис. 6.3.11б). Разрез температуры воды и воздуха над озером в его поперечном сечении приведен на рис. 6.3.11 в.

Кроме описанных выше вихревых и грибовидных образований существуют вихри, возникающие с подветренной стороны за мысами, отмечаются раздвоение потока, направляющегося в сторону берега, переформирование берега и «разбегание», или бифуркация, мысов при воздействии течений.

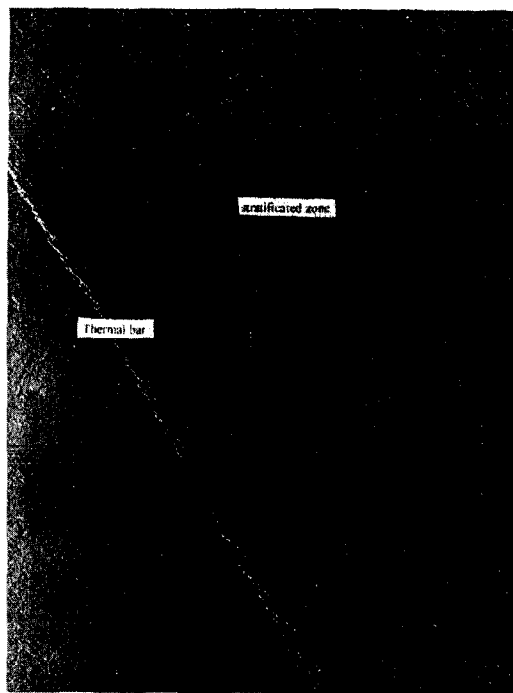


Рис. 6.3.10. Проявление термобара на поверхности озера и пересечение фронта термобара ветровыми полосами. В стратифицированной зоне хорошо заметны основные и вторичные полосы

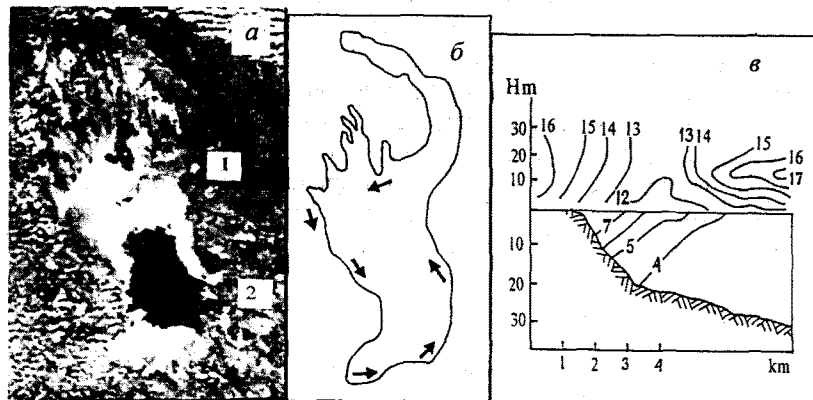


Рис. 6.3.11. Проявление поверхности озера термобара по данным спутника Ресурс-01 (а), направление ветра по данным метеостанций (б), разрез температуры воды и воздуха над озером (в)

В открытой зоне озера в период гидрологической весны в стадии прогрева мезомасштабные вихри не визуализируются, так как концентрация взвесей здесь еще незначительна и нет «цветения

воды», т.е. вихревые структуры можно выделить по цветовым и яркостным характеристикам.

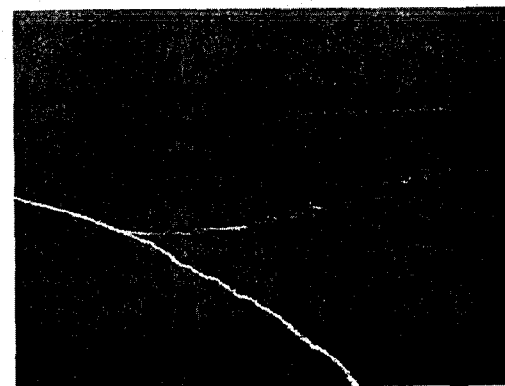


Рис. 6.3.12. Фронтальный раздел в Белом море, зафиксированный видеокамерой

Термические фронты, барьерные эффекты другого происхождения, например, по градиентам распределения хлорофилла, растворенного органического вещества или минеральных веществ, обнаруживаются со спутников NOAA и SeaWiFS. С самолетов и вертолетов видеокамерой также хорошо фиксируются фронты различного происхождения. На рис. 6.3.12 показаны фронтальные разделы нетермического происхождения, зафиксированные видеокамерой с самолета-лаборатории ПИНРО (Черноок В.И., 2001).

6.3.6. Оценка поперечных структур в зоне прибрежного апвеллинга

В большинстве случаев солнечный блик является помехой, но иногда есть возможность с его помощью получить и полезную информацию о явлениях, происходящих в озерах. Например, при многозональной фотосъемке в полосах на поверхности озера в солнечном блике можно выделить ячеистую структуру, в которой формы ячеек и их размеры в несколько десятков сантиметров напоминали таковые ячейки Бенара.

На поверхности озер при спектрально-зональных космических съемках обнаружены полосы, имеющие направление, перпендикулярное берегу. Подобное явление было обнаружено и в море. В ИК-диапазоне хорошо маркируется фронтальная зона на границе

апвеллинга. По данным съемок в ИК-диапазоне проведено слежение за продвижением и релаксацией апвеллинга, но поперечные структуры в апвеллинге обнаружены только по спектральнозональным космическим снимкам. По мнению К.Н. Федорова, в море поперечные полосы и струи проявляются в результате распреснения соленых морских вод речными при релаксации апвеллинга. Однако в озерах, где поперечные струи также отчетливо проявляются, разность плотности речных и озерных вод невелика. Более приемлема, на наш взгляд, гипотеза о формировании этих струй за счет генерации внутренних волн или сейш. В зоне, ограниченной апвеллингом, возникают многоузловые стоячие волны, которые взаимодействуют с поверхностными и проявляются на космических снимках при изменении шероховатости поверхности озера. Маркируются они при «подсветке» солнечным бликом.

6.3.7. Льды как индикатор гидродинамических процессов в озере

Анализ космических снимков озер Северо-Запада России (Ладжского и Онежского) позволил выделить в центральной части водоемов характерную, повторяющуюся из года в год картину распределения трещин и полыней ледового покрова. На определенном расстоянии от берега, примерно над изобатой 20 м, в Ладжском озере существует относительно стационарная полынья, окаймляющая озеро. На севере полынья проходит южнее о-ва Валаам (рис. 6.3.13.). При достаточно сильных ветрах (со скоростью более 5 м/с) отмечается дрейф центрального, покрытого трещинами массива. После прекращения ветра стационарная полынья постепенно восстанавливается.

Вероятнее всего, формирование трещин в центральном озерном массиве льда обусловлено действием стоячих волн — сейш. В зимний период Ладжское озеро однородно. Только в придонной области температура воды составляет до 2 °С. В это время в озере могут генерироваться сейши подо льдом. Расстояния между узлами сейш в Ладжском озере колеблются от нескольких километров до 20–30 км. Трещины могут возникать в основном в пучностях сейш. Расстояние между трещинами соответствует половине длины волны. Период и скорость течений подо льдом можно рассчитать по определенным соотношениям для параметров сейш. Возможность оценки скорости течений в подледном слое Ладжского и Онежского озер является весьма заманчивой, поскольку контакт-



Рис. 6.3.13. Проявление динамических процессов при съемке ледяного покрова аппаратурой «Фрагмент» со спутника «Метеор» (а) и со спутника Космос-1939 (б)

ные измерения течений здесь зимой проводились только в прибрежной зоне. В центральной части озера, покрытого подвижным ледяным покровом с трещинами и торосами, такие наблюдения со льда трудноосуществимы и опасны. Наличие стационарной полыньи в Ладжском озере может быть связано также и с динамическими процессами, течениями, имеющими циклоническое направление, скорость которых максимальна на свале глубин.

6.3.8. Спутниковая альтиметрия

В нашем распоряжении имелись данные для акватории Ладжского озера, полученные по измерениям со спутника. Были использованы три неколлинеарные серии измерений по трассам, проходящим через Ладжское озеро за период с июля по август 1978 г. Обработка данных выполнена для Балтийского моря и Ладжского озера. Очевидно, что, располагая измерениями на трассах, не охватывающих все озеро, трудно исследовать сейши и штормовые нагоны, поскольку временные масштабы этих явлений меньше нескольких суток, а временной шаг наблюдений со спут-

ника составляет 3 суток. На интервале времени порядка 1 месяца при наличии данных и измерении по одной и той же трассе с шагом 3 суток возможно лишь оценить особенности динамики озера. Поскольку в рассматриваемый период (гидрологическое лето) в озере существует циклонический круговорот, сформированный совместным эффектом бароклинности и рельефа дна, в центральной части круговорота должно наблюдаться понижение уровня по сравнению с прибрежной зоной.

За рассматриваемый период для Ладожского озера имелись инструментальные наблюдения за течениями и уровнем озера в нескольких точках, полученные с дискретностью 3 часа и с точностью 1 см. По данным о топографии поверхности озера рассчитаны течения на основе диагностических моделей. Существенно для расчетов и то, что, как отмечалось ранее, изменения в геоиде за счет приливных движений незначительны, менее 1 см. Отметим, что рассматриваемый метод оценки течений неприемлем для крупных, но мелководных водоемов (Балатон, Балхаш), в которых циркуляция вод определяется не бароклинностью, а в основном ветром. Поэтому шаг измерений по трассе для этих озер должен быть существенно меньше, чем 3 суток. Невозможно этим методом оценить особенности течений в озерах в зоне прибрежного апвеллинга из-за малого разрешения, поскольку ширина его составляет обычно менее 7 км.

Рассмотрим возможности оценки циркуляции вод, существующей в озере несколько недель. Преимуществом изучения особенностей динамики озерных вод по данным спутниковой альтиметрии по сравнению с ИК-съемками внутренних водоемов, когда возможна потеря информации из-за влияния облачного покрова, является непрерывность (постоянный шаг — 7 км). Для оценки применимости спутниковой альтиметрии с целью изучения топографии уровня озер необходимо иметь общее представление о колебаниях уровня в широком диапазоне пространственно-временных масштабов при наличии разных явлений.

Многолетние (временные масштабы около 20 лет) колебания уровня Ладожского озера составляют несколько десятков сантиметров, максимальные колебания, достигающие 200 см, наблюдались с 1924 по 1936 г., причем на этом промежутке отмечались 5–7-летние квазипериодические колебания, амплитуда которых составляла 30–50 см. Сезонные вариации уровня озера такого же порядка. По многолетним данным отмечается понижение уровня с июля по сентябрь до 25 см. В период измерений со спутника изме-

нения уровня на гидрологических постах составляли всего около 5 см. Для сравнения отметим, что в Онежском озере подобные колебания еще меньше из-за зарегулированности стока. Важно упомянуть, что изменения уровня за сезон проявляются равномерно по всей акватории, а мезомасштабные изменения формы поверхности озера связаны с динамическими процессами. Изменчивость уровня за счет этих колебаний при скорости ветра 10–12 м/с для южной части озера составляет 40–50 см, а в северной, восточной и западной частях уменьшается до 10–15 см.

Наибольший интерес представляют сведения об изменениях топографии уровня озера (в период гидрологического лета) за счет крупномасштабной циркуляции вод в озере, сформированной бароклинностью, ветром и рельефом дна и берегов. Как показали расчеты на основе нелинейной диагностической модели, изменения уровня озера по акватории составляют 30–40 мм на расстоянии порядка 100 км. Таким образом, наклоны поверхности озера имеют порядок 10^{-5} – 10^{-3} и сравнимы с океанскими. По данным моделирования и по наблюдениям в центре озера происходит понижение уровня, перепад уровня в центре и у берегов достигает 30 мм. Отметим, что расчеты проводились для условий, близких к таковым при измерении уровня по данным спутниковых альтиметров для июля–августа 1978 г. (для сходных гидрологических условий и скорости ветра 4–8 м/с). При рассматриваемом поле уровня (рис. 6.3.14) течения в толще вод в основном имеют циклонический характер. Скорость течений в верхнем 10-метровом слое составляет 10–15 см/с, а на горизонте 10–20 м уменьшается до 2–5 см/с. Влияние нагонных эффектов сказывается в прибрежной зоне, ограниченной расстоянием в несколько километров, которая остается неразрешенной для измерений со спутника.

В южной, относительно мелководной части озера наблюдается локальная циркуляция, имеющая антициклонический характер. Размеры ее составляют несколько десятков километров, генерация течений здесь связана в основном с полем ветра, который имеет характерный масштаб доминирующих неоднородностей — несколько суток. Таким образом, учитывая относительно неустойчивый характер бароклинной летней циркуляции, можно сделать вывод о возможности расчетов скорости течений по данным спутниковых альтиметров в период гидрологического лета после исчезновения в озере термобара. Для оценки течений с пространственными масштабами порядка нескольких суток и менее требуется более густая сеть наблюдений и более частые (через 1 сутки) на-

блюдения на одних и тех же трассах, которые могут быть получены одновременно несколькими спутниками. В этом случае возможно получение двумерного поля уровня озера и оценки мезомасштабных неоднородностей динамики озер.

Отметим, что определение колебаний уровня для озер возможно лишь в крупных стратифицированных озерах. Может быть осуществлен также мониторинг динамики вод озера на основе альтиметрии с использованием динамико-стохастических моделей, но для озер при этом необходимы более густая сеть наблюдений уровня по данным с дискретностью получения коллинеарных трасс со спутника около 1 суток.

6.3.8. Оперативный диагноз прибрежных апвеллингов и интегральной циркуляции вод в озерах

Для выяснения общих закономерностей формирования апвеллинга и циркуляции вод проводились исследования Онежского и Ладожского озер, находящихся в близких природных условиях, но имеющих разные морфометрические характеристики. Для анализа полей температуры воды были использованы данные более чем 400 аэросъемок ИК-радиометром, полученные Гидрометслужбой с самолета-лаборатории. Для интерпретации обнаруженных особенностей гидрологического режима озер по дистанционным съемкам привлечены материалы наблюдений на автономных буйковых станциях (по данным АЦИТ), а также результаты моделирования течений. По данным съемок ИК-радиометром полей ТПВ Онежского и Ладожского озер, как дистанционных, так и с судов, можно сделать вывод о том, что при конкретных гидрометеорологических условиях прибрежный апвеллинг наблюдается в строго определенных районах акватории. Всего по результатам 400 съемок за период с мая по октябрь 1965–1989 гг. в Ладожском озере отмечено 59 случаев апвеллинга, а в Онежском — 44. Причем локализованы они в 3–4 районах озера (рис. 6.3.15). В Ладожском озере выделены 3 основных района, I — в южной мелководной части озера в районе мыса Сторожно, II — в районе р. Видлицы на восточном берегу озера и у о-ва Мانتсинсаари, III — в районе г. Приозерска на западном берегу озера. Существуют эти зоны не одновременно во всех точках. Вначале, во второй половине июня, апвеллинг проявляется в мелководной южной части озера, затем, в июле, в районе р. Видлицы и о-ва Мانتсинсаари и, наконец, в августе и сентябре в наиболее глубоководной части озера в районе г. Приозерска.

При наличии термобара в мае-июне в Ладожском и Онежском озерах даже при штормовых ветрах со скоростью более 20 м/с, благоприятствующих генерации апвеллинга, ни разу за 22-летний период не было обнаружено зон прибрежного апвеллинга. В это время года, по данным расчетов на диагностической модели, в озере существует общий циклонический круговорот. По мере перемещения термобара в северную глубоководную часть Ладожского озера, в южной мелководной части озера может сформироваться антициклоническая циркуляция вод. При ветрах северных и восточных румбов вдоль западного берега у мыса Сторожно на поверхности проявляется I-я зона апвеллинга с градиентами температуры на поверхности озера до 0,5–1,0 °C/км. В августе-сентябре при уменьшении горизонтальных градиентов температуры воды и сильных ветрах (< 5 м/с) не только в южной, но и в северной и центральной частях озера циклоническая циркуляция вод, связанная в основном с эффектами бароклинности и рельефом дна, может быть нарушена, при определенных направлениях ветра здесь формируются зоны апвеллинга. Необходимо отметить, что апвеллинг в рассматриваемых озерах не может проявляться одновременно во всех районах, и это косвенно говорит в пользу того, что в период отсутствия термобара не существует общей, охватывающей все озеро циркуляции вод. Такая общая циклоническая циркуляция возможна только при термобаре, причем она усиливается за счет типичной неоднородности поля ветра, носящей также циклонический характер. Циклоническая завихренность поля ветра обусловлена образованием локального атмосферного циклона, формирующегося, как показали спутниковые данные, над озерами в период максимальных температурных контрастов.

В каждом из указанных районов в течение летне-осеннего периода, по данным наблюдений за течениями и температурой воды на автономных буйковых станциях, апвеллинг проявляется за сезон 1–3 раза; время его генерации менее 1 суток, а время существования — не более 1–3 суток.

Таким образом, на основании приведенных данных можно сделать вывод о том, что в весенне-осенний период наблюдается циклонический (против часовой стрелки) тип циркуляции вод с наличием в летний период нескольких циркуляций, обусловленных бароклинностью. При исчезновении термобара, уменьшении горизонтальных градиентов температуры воды и определенных направлениях ветра со среднесуточной скоростью более 5–7 м/с только в отдельных районах озера могут формироваться антици-

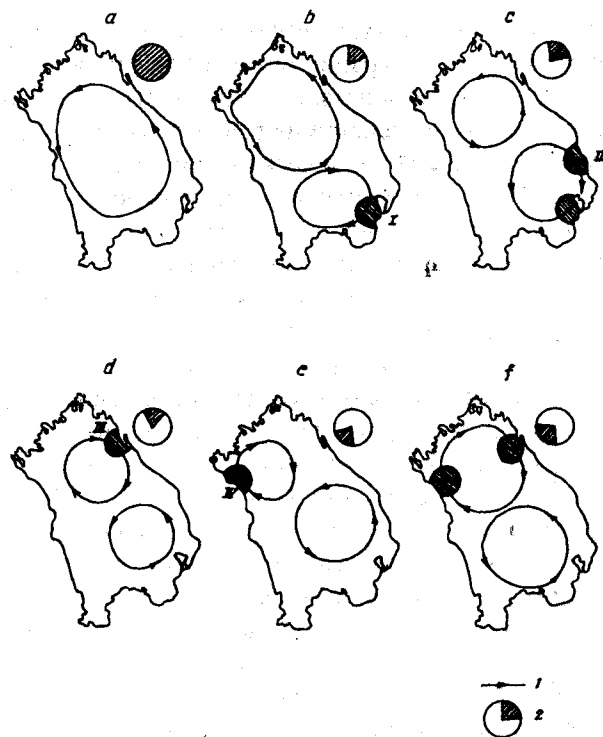


Рис. 6.3.15. Зоны проявления прибрежного апвеллинга в Ладожском озере: *a* — при начальной стадии термобара, апвеллинги отсутствуют, *b* — июнь, *c* — июль, *d* — июль-август, *e* — сентябрь, *f* — сентябрь-октябрь. 1 — Направление циркуляции вод, 2 — направление скорости ветра

клонические циркуляции вод. В каждом из выделенных районов случаи апвеллинга отмечаются 1–3 раза в течение сезона, причем образование даунвеллинга у противоположного берега является совсем не обязательным. Возможны и случаи синхронного проявления апвеллингов у обоих берегов, один из которых («старый» апвеллинг), релаксирует, а второй формируется.

По данным диагностических расчетов течений в Ладожском и Онежском озерах получены схемы циркуляции вод при апвеллингах, генерированных в разных районах. Используя эти расчеты, наблюдения за течениями и температурой воды на автономных буйковых станциях и карты, полученные по данным самолетной ИК-

радиометрической съемки для разных гидрометеорологических условий, можно выявить особенности циркуляции вод в этих озерах. При наличии термобара, когда стратифицированная зона занимает менее 10% акватории, циркуляция вод здесь носит всегда циклонический характер, а случаев экмановского прибрежного апвеллинга не наблюдается. В случае продвижения термобара в открытую часть озера, в то время когда он наблюдается над изобатой около 30 м, в южной части Ладожского и Онежского озер в июне возникает прибрежный апвеллинг, но только при определенном направлении ветра (рис. 6.3.15). Интегральная циркуляция вод в этой части озера антициклоническая. При дальнейшем прогреве и продвижении термобара апвеллинг возникает в других точках озера.

6.3.9. Заключительные замечания

В последние годы существенно снизился объем экспериментальных исследований на озерах. Для оценки состояния озера и его водосбора, в этом случае, все большее внимание должно уделяться внедрению таких новых современных средств изучения, как дистанционные и моделирование в сочетании с наблюдательными экспериментами. Для достижения этой цели разрабатываются ГИС-системы и комплекс моделей, в которых интегрированы данные непосредственных измерений на акватории и водосборе, дистанционные спутниковые данные. Как показали работы по программе «Мировой океан», основные проблемы, связанные с пониманием функционирования экосистемы морей и крупных водоемов, обусловленные отсутствием соответствующих моделей и недостатком знания особенностей продуктивности и ее изменений в зависимости от комплекса условий. В этом случае, весьма актуальным является оценка концентрации хлорофилла-*a*, РОВ по всей акватории при разном комплексе условий, что оказывается возможным получить в настоящее время с помощью дистанционных измерений аппаратурой SeaWiFS при одновременном измерении других параметров со спутников НОАА, которые позволяют охарактеризовать особенности термики и динамики водоема и объяснить особенности распределения концентрации хлорофилла-*a*. Подобные работы были выполнены для ряда морей, например, Черного (Незлин, 1999; Гинзбург и др., 2000). Методы обработки и анализа данных SeaWiFS можно найти на сайте (<http://seawifs.gsfc.nasa.gov/~sbailey/wkshp-main.html>).

Для исследования хлорофилла-а мы ориентировались на спектральные каналы сенсора SeaWiFS, установленного на борту специализированного спутника НАСА, запущенного летом 1997 г. Этот прибор, предназначенный для изучения океана, морей и крупных озер имеет несколько спектральных каналов для регистрации яркости водной поверхности в видимом диапазоне спектра: 412, 443, 490, 555 и 670 нм. Достаточно высокое пространственное разрешение SeaWiFS (1,1 км) и высокая частота повторности сбора информации (порядка 2 сут в средних широтах) позволяют надеяться, что SeaWiFS станет эффективным инструментом в изучении биоресурсов и экологического состояния моря. Результаты анализа показывают, что распределение хлорофилла не следует связывать напрямую с температурой воды на поверхности. Карты температуры поверхности моря следует использовать для выявления особенностей динамики вод в изучаемом районе, а уж затем сопоставлять наблюдаемое распределение фитопигментов в поверхностном слое с выявленными динамическими образованиями.

6.4. Гидродинамика озер и моделирование экосистем

Математическое моделирование в последнее время стало неотъемлемой частью решения большинства сложных проблем, в том числе и водных. Можно выделить три подхода к моделированию экосистем (Страшкраба М., Гнаук А., 1989):

1. Стохастический метод или модели «черного ящика». Большая роль здесь принадлежит оценке экспериментальных данных о состоянии системы.

2. Детерминистический имитационный метод (использование классических теоретических методов для изучения экосистем).

3. Кибернетический метод (подход к экосистеме как к самоорганизующей системе).

Наибольшее распространение получили методы математического моделирования, использующие аппарат дифференциальных уравнений, в том числе уравнений математической физики, математической статистики и теории вероятностей, методы теории игр. Математическое моделирование своими истоками обязано физическим наукам, и первые модели, основанные на большом наблюдательном материале, были получены в физике (законы Кеплера, ньютоновская механика). В настоящее время в современной физике достаточно много моделей, построенных и проверенных на

огромном наблюдательном материале. Несмотря на развитие компьютерной техники и методов численного моделирования, довольно скромным остается развитие моделей для водных систем. Как полагает А.Г. Ивахненко (1987) «будущее моделирования принадлежит разработке эффективных методов анализа систем. ... Будут развиваться идеи моделирования по наблюдению входов и выходов объектов исследования». В частности, им развит метод группового учета аргументов (МГУА). Метод математического моделирования сложных систем основан на так называемом принципе самоорганизации моделей на ЭВМ. В этих моделях осуществляется целенаправленный перебор постепенно усложняющихся структур моделей и их отбор по ряду целесообразных эвристических критериев. С использованием этих моделей им выполнены расчеты экосистемы озера Байкал. В работах С.В. Прямикова (1995) и Филатовой, Филатова (1988) также даны примеры применения этих моделей.

В последние годы научное исследование многих сложных систем обязательно включает элемент математического моделирования. Появление общей теории систем и вычислительной техники дало начало революционным преобразованиям в научном мировоззрении и период использования системного подхода является новым этапом науки после ньютоновского периода.

Широкое распространение получили методы *имитационного моделирования*. Имитационное моделирование можно определить как метод, основанный на использовании физических моделей, при котором множество переменных, область моделирования и уравнения всех элементов системы определяет исследователь на основании своих представлений. Построение физических моделей и является имитацией объекта моделирования. При моделировании сложных систем (экологических, экономических, социальных и др.) иногда относительно просто указать уравнения (модели) для одних компонент, а для других они могут быть неизвестны. Например, для модели экосистемы Азовского моря были легко составлены уравнения диффузии загрязняющих веществ, но возникли серьезные проблемы с описанием факторов, влияющих на улов рыбы. Как пишет А.Г. Ивахненко «Сколько людей, столько будет и имитационных моделей» для описания экосистемы конкретного водоема. В настоящей работе предпочтение отдается стохастическому моделированию, так как оно не предполагает включения в систему пространственных гидрофизических характеристик.

Обычный путь построения математической модели сложного объекта заключается в записи системы дифференциальных уравнений, с последующим решением численными методами на ЭВМ этой системы при различных начальных и граничных условиях. Известные закономерности для экосистем имеют в основном эмпирический характер. В связи с этим можно указать на широкое применение уравнений Лотка–Вольтерра, описывающих отношение хищник–жертва, которые, хотя и представляются с виду строгими математическим, однако в силу большого числа предположений и допущений не имеют такой же математической точности и строгости в решении. Как пишет В.В. Меншуткин (1993), в этом случае используют имитационное моделирование, которое дает возможность описать водные системы «...ценой отказа от общности и теоретической разработанности математических моделей в виде систем дифференциальных уравнений». При этом он отмечает, что трудно провести резкую границу между математическим и имитационным моделированием. В выборе имитационного подхода не последнюю роль играет низкая точность гидробиологических данных, которая иногда позволяет оценить состояние элементов экосистемы лишь на качественном уровне. Модель обеспечивает ясность описания объекта при сокращении избыточных компонентов. Модель является своеобразным компромиссом между теорией и экспериментом, она используется для замены реальных процессов и систем.

Модели водных систем могут использоваться для:

- прогноза возможных состояний экосистемы при различных вариантах внешних воздействий,
- оптимизации управляющих воздействий, в частности оценки максимальных допустимых уловов;
- определения допустимых норм выбросов,
- оптимального объема наблюдений при мониторинге.

Таким образом, учитывая многоцелевое использование моделей, нельзя добиваться их универсализации. Имитационное моделирование предполагает свободу в способах описания функциональных зависимостей при отказе от общности и теоретической разработанности математических моделей в виде систем дифференциальных уравнений (Меншуткин, 1993). Например, при оценке уровня эвтрофикации озера иногда достаточно использовать *точечную, балансовую модель*, в других случаях необходимо описать вертикальную, или пространственные неоднородности (литоральную, центральную зону, заливы озер).

При имитационном моделировании экосистем озер возникает проблема совместного описания гидрофизических и химико-биологических процессов. Для описания широкого спектра термогидродинамических процессов используется иерархия моделей. При этом воспроизведение же химико-биологических процессов и явлений из-за ограниченности необходимой информации заканчивается, обычно, описанием внутрисезонных, внутригодовых и межгодовых колебаний. Для настройки, калибровки, проверки (верификации) модели выводятся обычно те величины, которые наиболее надежно измеряются в природе (температура, прозрачность воды), а определяются на модели те, которые трудно или невозможно определить в натурных экспериментах. Это является одним из главных моментов, ограничивающих применимость моделей: применяемые модели должны описывать измеряемые параметры систем.

Для изучения функционирования и изменчивости водных систем имеется несколько подходов. Это и *балансовое описание* поведение систем, когда не описываются пространственные особенности внутриводоемных процессов, это и простые одномерные модели — *боксовый подход*, при котором водоем разбивается на отдельные камеры или боксы. В связи с этим вводится понятие ячейки (или бокса), т.е. такого объема воды, в котором распределение всех характеристик экосистемы полагается равномерным и может быть заменено средними величинами. Процессы, которые происходят внутри ячейки, называют процессами преобразования веществ, а процессы, в которых участвуют соседние ячейки, — процессами обмена. Процессы преобразования включают в себя такие явления, как фотосинтез, питание, рост, размножение, отмирание, дыхание, химические реакции. Процессы обмена — это прежде всего течения, турбулентный обмен и диффузия, волны, миграции гидробионтов, перемещение частиц. В качестве компонента экосистемы или ячейки выбираются биомасса гидробионтов, концентрации растворенных и взвешенных веществ (концентрация хлорофилла, биомасса зоопланктона, численность рыб, концентрация нитратов и растворенных органических веществ).

Важным при расчетах является шаг по времени изменения экосистемы. Величина временного шага определяет значение скоростей обмена, течений, выбор коэффициентов турбулентного перемешивания.

Причем водоем может быть разбит на боксы и по вертикали для описания особенностей экосистем как при гомотермии, так и при стратификации. При этом выделяют класс *многоуровневых моделей*. В этом случае озеро может быть разбито не только на эпи-, мета-, гипоплимнионы. Например, верхний слой озера может быть разделен на несколько слоев. При этом возникает сложная проблема описания обмена между слоями.

И, наконец, в последние годы широко применяются *трехмерные модели*, в которых наряду с описанием крупномасштабных термогидродинамических процессов и явлений рассматриваются химико-биологические процессы. Опишем далее подробнее последние два подхода.

Боксовый подход, например, широко представлен в работах А.В. Леонова с соавторами (1996). Остановимся на описании поведения экосистем озер Ладожское, Онежское и Севан. Для численного описания процессов переноса, течений расчеты выполняются на сетке с пространственным разрешением порядка нескольких километров. Выбор этого шага зависит от характерных размеров озера, возможности получения информации о полях температуры и используемых численных схем, мощности ЭВМ. Так, для озера Севан шаг был выбран равным 1 км, для Онежского озера 2 и 5 км, для Ладожского 7,5 и 10 км. По вертикали озера разбивались на ряд слоев, временной шаг для расчета крупномасштабной циркуляции вод синоптического масштаба составлял несколько десятков минут (Филатов, Белецкий, Зайцев, 1991). Возможно описание крупномасштабных течений с большими шагами по времени — до 1–10 сут³. При таком подходе возможно воспроизвести основные крупно- и мезомасштабные процессы вплоть до описания волн Кельвина, Пуанкаре, топографических, явлений апвеллинга и термобара.

Моделирование химико-биологических процессов при этом выполняется на более грубой пространственной сетке: озеро разбивается на несколько боксов (камер) с временным шагом для моделей годового цикла от нескольких суток до 1 месяца. В этих имитационных расчетах термогидродинамические процессы переноса задаются в агрегированном виде. На первом этапе рассчитываются течения на относительно мелкой сетке — порядка нескольких километров, а затем, на втором этапе, по полученным данным выполняется расчет водообмена между боксами.

Имитационные расчеты экосистемы осуществляются для конкретного по гидрологическим условиям и химико-биологическим особенностям года при наличии соответствующей информации для всех блоков модели.

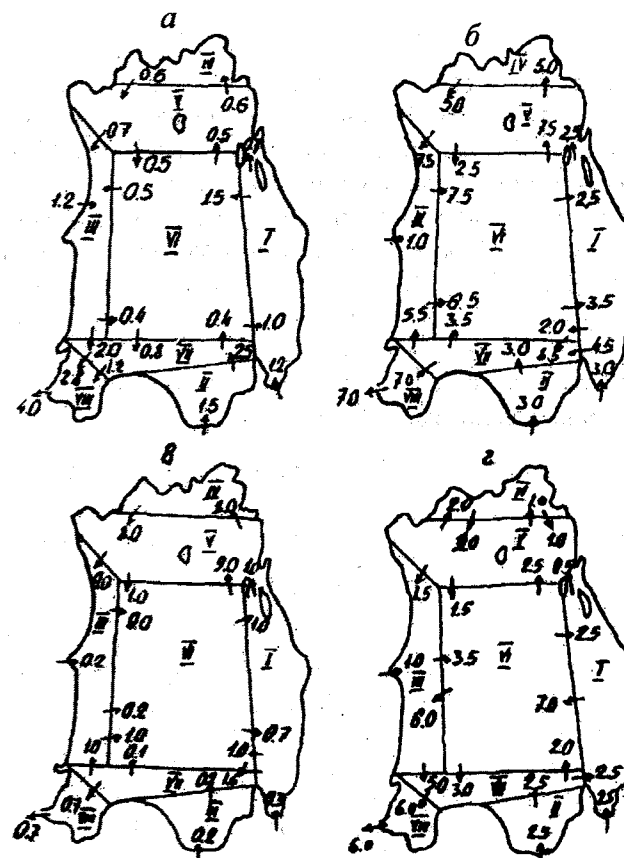


Рис.6.4.1. Водообмен в Ладожском озере в эпи- и гипоплимнионе между боксами в км³/год для разных сезонов. Стрелки — направление потока; I–VIII номера боксов зимой (а), летом в эпи- (б) и в гипоплимнионе (в), осенью (г)

Расчеты химико-биологических параметров с тем же пространственным шагом, что и для гидродинамической модели, невозможны в силу отсутствия соответствующего информационного обеспечения модели и относительно невысокой точности определения химико-биологических параметров озерной экосистемы, не превышающей 20–30 %. Эта величина и определяет порог «различимости» камер.

Для оз. Севан, например, было выбрано всего 2 камеры (Большой и Малый Севаны), разделенные на 2 слоя — эпи- и гипоплим-

нион, для оз. Онтарио — 21 камера, а для Ладожского озера — 8 камер с двумя слоями (Леонов, Филатов, Титов, 1996).

При создании имитационных моделей задается энерго-массообмен с внешней средой, определяемый ветром, притоком, стоком, испарением, осадками, потоками тепла.

В отличие от гидродинамических моделей в имитационных моделях совместный вклад от адвекции и турбулентной диффузии сводится к заданию потоков через границу соседних камер. Потоки рассчитываются по данным гидродинамического моделирования и по эмпирическим соотношениям. Потоки вещества оцениваются далее с использованием принципа Саймонса-Лэма. В разностном виде уравнение для потока имеет вид:

$$v_i^t C_i^t = v_i^{t-1} C_i^{t-1} + \frac{1}{2} \Delta t w_{ij}^{t-1} (C_i^{t-1} + C_j^{t-1}),$$

где v — объем i -й камеры в момент t ; Δt — шаг по времени, C_i^{t-1} , C_j^{t-1} — средняя концентрация вещества в момент времени t в i -й и j -й соседних камерах; w_{ij} — градиент скорости между камерами.

Рассмотрим подробнее расчеты переноса вод в имитационных моделях для всего Ладожского озера. Оценка водообмена между боксами при описании годового цикла основывалась на выполненных численных экспериментах по изучению течений озера (см. гл. 4) и на полученных закономерностях об изменчивости течений для разных сезонов (Филатов, 1983, 1991). Эти расчеты были выполнены при среднемноголетних характеристиках элементов водного баланса и среднегодовом значении уровня озера, равном 480 см. Учитывалась изменчивость элементов водного баланса в годовом цикле. Приходная и расходная части внешнего водообмена составляли при данном уровне озера 80 км^3 ; приходная часть складывалась из притока — 69 км^3 , и осадков — 11 км^3 , а расходную часть составляли сток из озера — 74 км^3 , и испарение — 6 км^3 . Площадь поверхности и объем боксов рассчитывались для данного уровня озера. Точность расчета объема боксов зависит от степени подробности описания батиметрии озера.

Внутренний водообмен определяется особенностями циркуляции вод и формируется с учетом притока и стока. Осадки и испарение равномерно распределяются по акватории в зависимости от площади боксов. Интенсивность водообмена зависит от скорости течений, а «направленность» водообмена между боксами вычисляется по определенным из модели и наблюдений течениям. Водо-

обмен между боксами рассчитывается для конкретных сезонов. Причем, для каждого месяца водообмен находится по результатам моделирования циркуляции вод для синоптических ситуаций, а затем по ним определяется интегральная циркуляция за 1 мес. Водообмен между слоями для конкретного сезона не задается, так как для каждого расчетного месяца подразумевается, что это перемешивание произошло и нашло отражение в расчетной толщине слоя на предыдущем шаге расчетов.

Например, в июне толщина эпилимниона составляла 5 м, а в июле за счет вертикального обмена и перемешивания — 7 м. В зимний период, когда озеро покрыто ледяным покровом, водообмен формируется в основном за счет речного притока и стока. Течения в этот период слабые. Водообмен может быть описан матрицей, которая используется в дальнейших имитационных расчетах. В весенний период учитывается наличие в озере термобара и циркуляции вод циклонического характера, определяющих водообмен между боксами. Водообмен наиболее интенсивен между боксами, расположенными вдоль береговой линии озера, что происходит за счет увеличения скорости геострофических течений и притока речных вод. В июне в двух относительно глубоководных боксах (№ 5 и 6) наблюдаются условия, близкие к гомотермии. Другие боксы разделены на 2 слоя, причем толщина верхнего слоя во всех боксах одинакова и составляет 5 м. В июле все боксы разделяются на 2 слоя, но с толщиной эпилимниона 7 м. Интенсивность обмена в это время года в верхнем слое существенно выше, чем в гипolimнионе, а течения определяются совместными эффектами ветра, особенностями бароклинности и рельефа дна.

Начиная с октября, озеро уже не подразделяется на слои, так как его можно считать условно однородным по плотности. Сток рек сокращается, уменьшается водообмен между боксами, так как течения в это время, как и в последующем до ледостава, определяются ветром и стоком рек. Биотическая часть этой модели, кроме фитопланктона, зоопланктона и детрита, содержит еще гетеротрофные бактерии и простейшие. Гидрохимическая часть модели описывает растворенное в воде органическое вещество, минеральные формы фосфора, азота, углерода, растворенного кислорода.

Выполненные имитационные расчеты подтвердили особенности распределения биомассы фитопланктона в Ладожском озере по сезонам года в зависимости от водообмена, распределения биогенных элементов, температуры воды, поступления солнечной радиации и других элементов имитационной модели. Отметим также,

что в рассматриваемой модели не выполняются законы сохранения биогенов внутри ячейки, которые должны выполняться, если не учитывать перенос вещества между ячейками.

В модели В.В. Меншуткина и О.Н. Воробьевой (1987) использовалось двухслойное разбиение озера на сравнительно небольшие число ячеек — всего около 60. Средняя глубина в мелководной части озера считалась постоянной. В модели использовалась осредненная по глубине система течений, неизменная в течение года. Поле температуры задавалось на основе данных наблюдений. Биотическая часть модели была представлена обобщенными биомассами фито- и зоопланктона, распределенными по отдельным ячейкам, на которые разбит водоем. Гидрохимическая часть модели основывалась на сведениях баланса азота и фосфора, как в органической, так и в минеральной формах. Состояние экосистемы описывается шестью переменными: обобщенной сырой биомассой фито- и зоопланктона — A и Z ; концентрацией растворенных в воде форм фосфора P , доступных для потребления водорослями; концентрацией растворенных в воде форм азота N ; концентрацией фосфора в детрите и бактериопланктоне DP ; концентрацией азота в детрите и бактериопланктоне DN . Несмотря на весьма значительную схематизацию гидродинамики озера и его геометрии, отсутствие в модели воспроизведения зимнего периода, модель вполне реалистично воспроизвела динамику биомассы фитопланктона в вегетационные периоды 1981–1983 годов, распределение концентрации общего фосфора по акватории, вынос общего фосфора Невой. С помощью модели были даны прогностические оценки годовой динамики фитопланктона при различных уровнях фосфорной нагрузки на водоем.

К недостаткам принятой, достаточно разреженной схемы расположения боксов относится их «жесткость», т.е. постоянство формы и размеров боксов для разных сезонов, а также недоучет особенностей водообмена и турбулентного перемешивания.

Трехмерные модели динамики вод и экосистем

Мы представим этот подход по работам Л.А. Руховца, Г.П. Астраханцева, В.В. Меншуткина и др. (Руховец и др., 2000), которые выполнили широкий комплекс расчетов для разных модификаций трехмерных моделей на примере Ладожского озера. Одновременно с моделью экосистемы Ладожского озера (Меншуткин и Воробьева, 1987) была создана трехмерная модель круглогодичной климатической циркуляции Ладожского озера (Астраханцев, Руховец, 1986; Астраханцев и др., 1987). Под климатиче-

ской циркуляцией озера здесь подразумевается крупномасштабная циркуляция и температурный режим, которые соответствуют некоторым средним климатическим условиям таких внешних воздействий на водоем, как ветер, поток тепла через поверхность, приток и сток рек, и т.п. Для исследования процесса антропогенного эвтрофирования Ладожского озера использование такого рода круглогодичной динамики водоема представляется естественным. С помощью этой модели (Астраханцев и др., 1988) была воспроизведена круглогодичная циркуляция озера, соответствующая средним многолетним среднемесячным значениям внешних воздействий на водоем.

Количественный и качественный анализ результатов расчетов показал, что модель адекватно воспроизводит основные элементы крупномасштабной динамики и температурного режима водоема (Тихомиров, 1968, 1982). Воспроизводятся зимняя и летняя стратификация, достаточно четко выраженный термоклин в июле и августе, гомотермия весной и осенью, процесс образования и таяния льда. Характер воспроизведенной моделью циркуляции озера в общих чертах качественно и по распределению величин скоростей соответствует имеющимся представлениям, полученным на основе известных теоретических исследований крупномасштабной циркуляции (Астраханцев и др., 1988; Филатов, 1991; Педлоски, 1984).

Важным свойством компьютерной реализации этой модели является точное выполнение дискретных аналогов законов сохранения тепла и массы, что обеспечило возможность провести расчеты на длительный срок (приблизительно 25 лет) для получения климатической циркуляции водоема. На основе объединения модели экосистемы (Меншуткин, Воробьева, 1987) и гидротермодинамической модели Ладожского озера (Астраханцев, Егорова, Руховец, 1987) в одну общую (Астраханцев и др., 1992; Astrakhansev et al., 1996), была создана еще одна трехмерная модель экосистемы водоема. Приступая к данной работе, авторы исходили из того, что использование полноценной гидродинамической составляющей модели позволит улучшить качество модели экосистемы озера, имеющего значительное разнообразие условий функционирования экосистемы в различных частях озера. Эта модель является первой в серии моделей, созданных авторским коллективом, неизменными членами которого были Г.П. Астраханцев, В.В. Меншуткин, Н.А. Петрова, Л.А. Руховец. Во всех моделях воспроизводятся следующие процессы: перенос субстанций течениями, турбулентная диффузия и оседание, трансформация органического вещества и биогенных элемен-

тов. Во всех моделях для описания перечисленных выше процессов используются системы уравнений в частных производных вида

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_i}{\partial t} + u \frac{\partial C_i}{\partial x} + v \frac{\partial C_i}{\partial y} + (w - w_c) \frac{\partial C_i}{\partial z} = \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial C_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial C_i}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial C_i}{\partial z} \right) + L_i(C_1, C_2, \dots, C_N), \\ i = 1, 2, \dots, N, \end{aligned}$$

где $\vec{u} = (u, v, w)$ — вектор скорости течения в водоеме $\vec{w}_c = (0, 0, -w_c)$ — скорость оседания C_i , $w_c \geq 0$; k_x, k_y, k_z — коэффициенты турбулентной диффузии пассивной примеси, N — число переменных математической модели, характеризующих состояние экосистемы водоема, $L_i(C_1, C_2, \dots, C_N)$ — нелинейные операторы, описывающие процессы трансформации органического вещества и биогенных элементов. В первой из моделей авторов число переменных равнялось 7. В отличие от модели (Меншуткин, Воробьева, 1987) здесь в состав модели наряду с прежними переменными (A, Z, P, N, DP, DN) был еще включен растворенный в воде кислород OX (Astrakhansev et al., 1996).

Для калибровки новой модели использовались данные наблюдений за экосистемой водоема в период 1984–1991 гг. Для верификации модели с ее помощью была предпринята попытка воспроизведения процесса антропогенного эвтрофирования Ладожского озера под воздействием фосфорной нагрузки. Основным механизмом трансформации экосистемы озера, как в условиях естественной эволюции, так и при антропогенном воздействии, является сукцессия видового состава гидробионтов всех трофических уровней.

К сожалению, современные лимнологические исследования, как у нас, так и за рубежом, практически не рассматривают взаимосвязей процессов на таком уровне. Среди наиболее важных задач будущего, таким образом, можно назвать (Руховец, и др., 2000):

- получение индивидуальных функциональных характеристик гидробионтов и их проявления в особенностях формирующихся сообществ организмов;
- исследование влияния биоты на трансформацию наиболее консервативных звеньев экосистемы — пула — растворенного органического вещества и донных отложений;

- изучение проблем возникающих в результате длительного антропогенного воздействия, эффектов саморазвития процесса эвтрофирования и вторичного загрязнения озер;
- дальнейшее совершенствование моделей экосистем.

Совершенствование моделей экосистем возможно несколькими путями, например, за счет включения так называемых популяционных моделей, зоопланктона и бентоса и др. Но опыт Паттена (Patten et al., 1990) и Меншуткина (1993) показал ограниченность такого пути. Другой путь это разработка системы субмоделей, например для Азовского моря (Горстко и др., 1984). Все модели (гидродинамики и популяции промысловой рыбы и др.) получают отдельно, и соединяются в единую систему при проведении имитационных экспериментов. Проблем теоретического и технического порядка при создании водных экологических моделей много, но, как считает, В.В. Меншуткин «самым важным является разработанность биологической концепции и доброкачественность исходных данных. Никакие самые совершенные вычислительные машины и методы прикладной математики не спасут положения, если наблюдения на водоеме велись бессистемно».

6.5. Лабораторное моделирование гидрофизических процессов в озерах и водохранилищах

Наряду с натурными исследованиями, математическим моделированием (аналитическим и численным) для исследования гидрофизических процессов в озерах и водохранилищах широко применяется лабораторное моделирование.

В условиях лабораторного эксперимента создаются контролируемые условия, в которых возможно исследование роли отдельных факторов, действующих в природных условиях зачастую одновременно.

Возможность моделирования гидрофизических процессов в озерах и водохранилищах обсуждалась в разделе 4.3. В данной главе мы рассмотрим конкретные примеры моделирования некоторых гидрофизических процессов, приведем описание установок для лабораторного моделирования.

Уникальный комплекс лабораторных установок по моделированию природных систем и гидрофизических процессов создан в Институте проблем механики РАН в Лаборатории механики жидкостей (Чашечкин Ю.Д., 1996, 1999).

Анализ соответствующих систем уравнений и граничных условий показывает, что при соблюдении критериев подобия в лабораторных опытах невозможно воспроизвести природные явления во всей их полноте и многообразии, однако отдельные выбранные явления могут быть исследованы весьма подробно. В силу неполноты моделирования перенос полученных результатов на природные системы представляет большие трудности. Тем не менее, данные лабораторных экспериментов оказываются весьма полезными и в количественном и в качественном отношении. Более того, только лабораторный эксперимент позволяет в настоящее время отвечать на вопрос, как искажает данный метод (прибор) изучаемый процесс, какие параметры он позволяет измерять и в какой степени они являются представимыми.

Определяющими в природных средах являются две внешние силы — сила тяжести и кориолисова сила, обусловленная глобальным или локальным вращением. Поскольку в природных процессах они проявляются по-разному, их влияние моделируется в различных установках — стратифицированных неподвижных бассейнах и бассейнах, установленных на вращающихся платформах, некоторые из которых имеют достаточно большие размеры. Начали появляться и комбинированные установки, в которых стратифицированный бассейн располагается на вращающемся столе. В Лаборатории механики жидкостей Института проблем механики (ИПМ) РАН основное внимание уделяется изучению влияния сил плавучести на процессы в водной толще. В последнее время в Лаборатории механики жидкостей начаты работы по введению в строй лабораторной установки для моделирования движений в стратифицированных средах с учетом эффекта вращения.

Эффекты плавучести изучаются в лабораторных бассейнах с покоящейся жидкостью и в лабораторных каналах с послойной прокачкой непрерывно или послойно стратифицированной среды. При моделировании полный набор стандартных условий геометрического, кинематического и динамического подобия является внутренне противоречивым и может быть удовлетворен только частично. В качестве основного безразмерного параметра обычно выбирается только внутреннее число Фруда, т.е. основным масштабом является длина присоединенных внутренних волн, влияние кинетических коэффициентов не анализируется. Соответственно и методика опытов не предусматривает возможность разрешения наиболее тонкоструктурных элементов течения.

В соответствии с уравнением состояния многокомпонентных сред стратификация может создаваться и поддерживаться за счет

соответствующего распределения температуры или концентрации растворенных или взвешенных веществ. Поскольку коэффициент диффузии соли на два порядка меньше коэффициента температуропроводности, солевую стратификацию проще создавать, поддерживать и восстанавливать. Скорость диффузии поваренной соли — основного стратифицирующего вещества — составляет около одного сантиметра в день, так что стратификация в стандартном лабораторном бассейне существует несколько месяцев. Для поддержания температурной стратификации теплообменные элементы должны работать непрерывно. Теплообменные элементы загромождают рабочий объем, не позволяют применять пространственные оптические методы визуализации. В этой связи в установках ИПМ РАН используется солевая стратификация.

Раствор поваренной соли обладает стабильными свойствами, его вязкость слабо зависит от концентрации. Раствор является прозрачным при всех концентрациях, что важно для применения пространственных оптических методов визуализации. Его максимальная плотность ($1,200 \text{ г/см}^3$) позволяет создавать достаточно устойчивые распределения с периодом плавучести до 3 с. Линейная связь между плотностью и коэффициентом оптического преломления облегчает интерпретацию результатов оптических измерений. Его недостатком является высокая агрессивность, что заставляет изготавливать контактирующие с ним части установок из пластмасс, оптического стекла или нержавеющей стали.

Особенностью комплекса лабораторных установок Института проблем механики РАН является полнота экспериментальных оптических, акустических и зондовых методов и возможность изучать одно и то же явление в различных масштабах. В лаборатории реализованы практически все распространенные методы измерений и визуализации стратифицированных течений. В Лаборатории механики жидкостей имеется установка для изучения тонкой структуры конвективных течений, лабораторный передвижной бассейн, лабораторный волновой канал и Большой лабораторный измерительный комплекс, размеры которого составляют $7 \times 1,2 \times 1,2 \text{ м}^3$.

Комплекс оборудован современной вычислительной техникой на базе IBM PC. Совместное применение разнообразных методов оптической визуализации, эхолокации, микроконтактных преобразователей удельной электропроводности, температуры и скорости звука позволяет получать уникальные результаты, включая измерения пространственно-временной структуры поля внутренних волн, спутных течений, дискретных вихрей и вихревых систем.

Уникальная лабораторная установка для изучения эффектов вращения и стратификации в жидкости была создана в 1960 г. в лаборатории Кориолис (Франция). Описание установки основано на устном сообщении профессора Ю.Д. Чашечкина (выступление на Объединенном семинаре "Динамика природных систем" под руководством профессора К.В. Показеева, профессора К.Д. Сабина и профессора Ю.Д. Чашечкина). Первоначально установка была предназначена для моделирования течений в Ла-Манше в масштабе 1:50 000. В настоящее время она используется для моделирования широкого класса явлений в стратифицированной жидкости с учетом эффектов вращения.

Установка выглядит следующим образом. Бетонный стол диаметром 14 м и весом более 150 т способен нести нагрузку 180 т и вращаться с периодом от 18 до 1000 с. На столе установлен кольцевой бассейн с центральным столбом диаметром 0,5 м и внешним диаметром 13 м, глубиной 1,2 м с несколькими боковыми иллюминаторами. Системой трубопроводов, соединенных заслонками, управляемыми компьютером, бассейн связан с накопительными емкостями для соленой и пресной воды. Эксплуатация платформы проводится под непрерывным контролем деформации опор, станины, положения конических подшипников, нагрузки на приводные механизмы, герметичности сложных гидравлических систем, включающих краны, насосы, задвижки, промежуточные емкости.

Заполнение бака стратифицированным раствором проводится методом вытеснения по традиционной двухбаковой схеме в состоянии вращения, для того, чтобы избежать эффектов раскрутки, вызывающих перемешивание. Соответственно, вращение поддерживается в течение суток до начала опытов для успокоения возмущений и в течение всего цикла опытов. Система расходомеров, клапанов, насосов и управления позволяет создавать произвольную стратификацию (двух- и многослойную, непрерывную и со скачками).

Дополнительными перегородками внутри бака может быть сформирован плоский канал длиной до 6 м шириной до 2 и высотой 1,2 м для изучения волн и следов в плоской геометрии. Лаборатория оборудована всеми доступными измерительными комплексами — системами визуализации (подкраска и частицы нейтральной плавучести), контактными датчиками температуры и электропроводности, пленочными термоанемометрами, измерителями положения свободной поверхности, системами ввода и программами компьютерной обработки изображения (PIV — particle image

velocimetry для регистрации положения и треков частиц, CIV — Correlation image velocimetry, LIF).

Большие размеры установки делают ее чрезвычайно удобной для изучения структуры и эволюции природных систем в широком диапазоне параметров, в том числе и при малых значениях чисел Россби и Фруда и больших значений числа Рейнольдса, типичных для природных систем. В настоящее время платформа интенсивно используется для изучения генерации и распространения внутренних волн и изолированных вихрей во вращающихся стратифицированных средах со сложной топографией (каналы переменной ширины со сложным рельефом дна), приповерхностных и затопленных гравитационных (плотностных) течений, прибрежных остаточных течений.

Условия кинематического и динамического подобия позволяют также моделировать на платформе эффекты вращения не только в океане, но и в атмосфере (циклогенез над Альпами) и в промышленных установках (применительно к задачам перемешивания и разделения компонент во вращающихся частях). Особую ценность установка представляет как инструмент для калибровки и тестирования численных моделей.

Практика эксплуатации бассейна показала, что заданная стратификация выдерживает не более двух процедур изменения угловой скорости, поэтому при проведении серии однотипных опытов непрерывное вращение поддерживается от одного до полутора месяцев.

Вращающаяся платформа лаборатории Кориолис является уникальной установкой, получающей постоянную поддержку правительства Франции с целью поддержания уровня геофизических исследований, отработки новой техники, поддержания международного сотрудничества.

Лабораторное моделирование турбулентного вовлечения

Турбулентное вовлечение — это процесс проникновения турбулентности в нетурбулентную среду. Геофизические проявления турбулентного вовлечения имеют самые разнообразные формы. Наиболее известный пример — это углубление верхнего перемешанного слоя в водоемах под воздействием ветрового и конвективного перемешивания. Динамика верхнего перемешанного слоя играет важную роль в геохимических и биологических режимах озер и водохранилищ. Обычно выделяют три основных механизма энергоснабжения турбулентной области. В случае конвективного

перемешивания процесс вовлечения обуславливается плотностной конвекцией. Во втором случае реализуется диффузный механизм перемешивания. В случае сдвигового или ветрового механизма перемешивания энергия турбулентности генерируется за счет сдвига скорости. Важнейшей характеристикой движения нижней границы верхнего перемешанного слоя служит скорость вовлечения U_e , определяемая как скорость продвижения поверхности раздела турбулентной и нетурбулентной областей в нетурбулентную область:

$$U_e = dh/dt, \quad (6.5.1)$$

где h — толщина верхнего квазиоднородного слоя.

Из-за практической важности оценок U_e и сложности получения этих оценок теоретическим путем широкое распространение получило лабораторное исследование механизма сдвигового перемешивания.

Рассмотрим, как в лабораторных условиях исследовался сдвиговый механизм перемешивания (Крейман К.Д., 1992). В основном лабораторные исследования сдвигового механизма перемешивания проводятся в лабораторных каналах кольцевого и линейного типа. В установках кольцевого типа движение жидкости создается вращением экрана или обдувом поверхности воды. В линейных каналах основные недостатки связаны с влиянием вертикальных стенок, огораживающих длину канала, а в кольцевых каналах — эффектами кривизны.

Като и Филлипс для моделирования процесса турбулентного вовлечения в сдвиговом потоке создали кольцевой канал с внутренним и внешним диаметрами 1,52 и 1,06 м соответственно. Глубина канала равнялась 0,28 метра. В стенках и дне были сделаны специальные окна для подсветки и измерений. Вода в канале приводилась в движение экраном, который покрывал всю водную поверхность. Стратификация жидкости в канале была линейной или двухслойной.

Диррдорф и Юн проводили подобные эксперименты в кольцевом канале с внешним диаметром 2 м и шириной 0,3 м. Движение воды создавалось не сплошным экраном, а тремя кольцеобразными секциями, каждая из которых занимала около 30 % поверхности воды и могла вращаться независимо. Такая особенность обеспечивала равномерную турбулизацию верхнего перемешанного слоя.

Карлин и Крейман моделировали перемешивание в кольцевом канале диаметром 2,2 метра. Водная поверхность обдувалась ветровым потоком со скоростью до 6 м/с. Ширина канала составляла

0,4 метра, высота стен 1 метр. Глубина воды изменялась в зависимости от целей эксперимента. Стратификация создавалась путем последовательного заполнения канала водой разной солености или путем нагрева верхней части жидкости специальными спиралями. Под действием напряжения трения, приложенного к водной поверхности в ней, развивается дрейфовое течение, время достижения квазистационарного состояния составляло 25–30 минут. Зависимость скорости дрейфового течения от глубины имеет логарифмический характер:

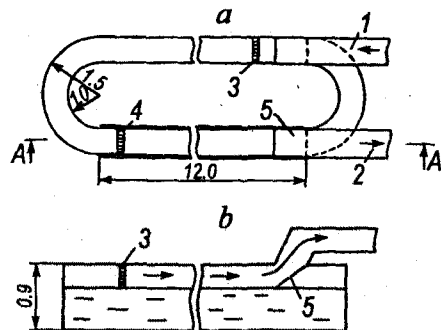
$$U = (u_* / \chi) \ln (z/H + C_1), \quad (6.5.2)$$

где χ — постоянная Кармана, H — толщина слоя, охваченного дрейфовым течением, C_1 — константа, зависящая от параметров потока, u_* — динамическая скорость в воде, которая определялась на основе предположения о равенстве касательного напряжения трения ветра и поверхностного касательного напряжения в воде. Это предположение используется при многих модельных расчетах. Ниже будет показана неприменимость этого предположения, по крайней мере, на начальной стадии генерации ветровых волн. В кольцевом канале наряду с азимутальной составляющей скорости существует и радиальная, которая в 15–20 раз меньше азимутальной и вызывает вторичную циркуляцию.

В качестве примера лабораторного канала прямолинейного типа опишем канал Лаборатории механики жидкости Дельфтского технологического университета (Нидерланды). Канал представляет собой лоток прямолинейного сечения длиной 32,5 м, шириной 0,8 м. Сверху лоток закрыт крышкой. Вода заливается на глубину 0,4 м, при этом зазор между водной поверхностью и крышкой равен 0,3 м. Скорость ветра достигает 11 м/с. Ветровой поток на входе в канал дополнительно турбулизуется. Для устранения ветровых волн, которые были не желательны в экспериментах по сдвиговому вовлечению, в воду добавлялись детергенты. Стратификация в канале создавалась путем последовательного заполнения канала водой различной плотности. Канал оборудован системой рециркуляции, — вода перемешанного слоя поступает в конце канала в трубу, откуда с насосом подается опять в начало лотка.

Для устранения недостатков линейных и кольцевых каналов, которые проявляются в опытах по турбулентному вовлечению, были предложены каналы с двумя прямолинейными участками, которые соединяются закруглениями. Такая установка была, в

частности, изготовлена на лимнологической станции Института озероведения. Установка представляет собой замкнутый аэрогидроканал с двумя чередующимися прямолинейными и сопряженными с ними закругленными участками (рис. 6.5.1). Длина



каждого прямолинейного участка 12 метров, внешний радиус закругления равен 1,5 метра. Прямолинейный в сечении канал закрывается крышкой. Ширина канала 0,5 метра, глубина 0,9 метра. Для создания ветрового потока канал оборудован двумя электро-вентиляторами и системой воздуходувов. Для равномерной турбулизации воздушного потока канал оборудован сотовыми направляющими. В лотке создавалась двухслойная или линейная стратификация. Сначала заливалась соленая вода, затем пресная. Пресная вода подавалась через специальную насадку, закрепленную на поплавке.

В лабораторных установках удовлетворительно моделируется лишь начальная стадия формирования верхнего перемешанного слоя, наблюдаемого в различных водоемах. В лабораторных условиях толщина верхнего перемешанного слоя ограничена размерами установок. В природных условиях верхний перемешанный слой является планетарным пограничным слоем с характерным масштаба порядка U_x^2 / f , где f — параметр Кориолиса. Анализ условий проведения лабораторных опытов показывает, что подобие природных и модельных процессов возможно для озер и водохранилищ по следующим критериям:

число Рейнольдса $Re = U_x h / \nu$,

число Пекле $Pe = U_x h / \nu_n$, $Pe = U_x h / \nu_s$,

число Ричардсона $Ri = g \Delta \rho h / \rho U_x^2$,

где U_x — динамическая скорость, ρ — плотность воды, $\Delta \rho$ — перепад плотности между слоями, ν — коэффициент кинематической вязкости воды, ν_t — коэффициент диффузии тепла, ν_s — коэффициент диффузии соли.

В результате анализа большего числа лабораторных данных, полученных в бассейнах различных типов в опытах по сдвиговому вовлечению, Крейман К.Д. (1992) получил следующее выражения для безразмерной толщины слоя турбулентного вовлечения:

$$\Delta h/h = 0,4 + 5,5/Ri. \quad (6.5.3)$$

Эта формула, полученная для сдвигового вовлечения, аналогична формуле, полученной Deardorff et al. (1980) в лабораторных экспериментах с проникающей конвекцией:

$$\Delta h/h = 0,2 + 1,3/Ri. \quad (6.5.4)$$

Различие в коэффициентах вышеприведенных формул обусловлено действием различных механизмов — в первом случае сдвиговым механизмом вовлечения, во втором — вовлечения, обусловленного проникающей конвекцией.

Лабораторное исследование ветровых волн

Широкое распространение получили лабораторные исследования ветровых волн. Исследования ветровых волн в лабораторных условиях проводятся по тем же направлениям, что и в природных условиях: изучение статистических закономерностей волнения, механизмов генерации, структуры приводного и приповерхностного слоев. Обычно лабораторные исследования проводят в линейных аэрогидроканалах. Аэрогидроканал представляет собой совмещение аэродинамической трубы с гидроканалом. Нижняя стенка аэродинамической трубы заменена водной поверхностью гидроканала. Ветровой поток, воздействуя на поверхность воды, приводит к образованию волн в гидроканале.

Иногда для исследований ветровых волн используются кольцевые аэрогидроканалы. Уникальным кольцевым аэрогидроканалом является штормовой бассейн В.В. Шулейкина. Штормовой бассейн имеет кольцеобразную форму, внешний диаметр равен 40 метров, внутренний 38 метров, высота от дна до крышки — 5,6 метров. Ветровой поток создается с помощью нескольких вентиляторов, установленных на крыше. Скорость ветра в бассейне может достигать 19 м/с. Ветер воздействует на волны по

всему кольцевому гидроканалу. В штормовом бассейне можно создавать волны высотой до 1,5 м и длиной до 15 м. По всей толще воды при этом развивается течение, представляющее собой сумму дрейфового и волнового течения. Скорость течения у поверхности достигает 50 см/с. В одном секторе канала внутренние и наружные стенки сделаны из стекла, что позволяет проводить регистрацию волновых параметров различными оптическими способами.

Уравнение баланса плотности волновой энергии E для волн в кольцевом канале может быть записано в следующей форме:

$$dE/dt = Q_v - D_b - D_c, \quad (6.5.5)$$

где член Q_v определяет поступление энергии от ветра к волнам; члены D_b и D_c — определяют диссипацию волновой энергии за

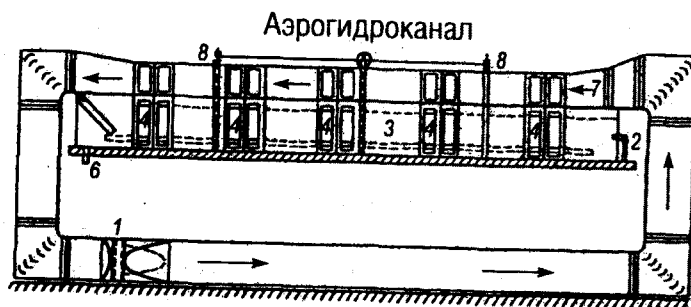


Рис. 6.5.2. Схема аэрогидроканала: 1 — вентилятор, 2 — кран, 3 — подвижный пол, 4 — смотровое окно, 5 — волногаситель, 6 — сливное отверстие, 7 — сопло, 8 — подъемный механизм

счет вязкости и трение о стенки канала, соответственно. На основе исследований в штормовом бассейне В.В. Шулейкин получил эмпирические коэффициенты, что позволило ему построить замкнутую систему уравнений для описания развития и затухания ветровых волн в морских условиях. Однако кольцевые аэрогидроканалы представляют собой сложные и дорогостоящие сооружения, прежде всего поэтому более широкое применение получили линейные гидроканалы.

В качестве примера опишем аэрогидроканал гидрофизической лаборатории физического факультета МГУ. Длина канала 25 м, ширина 1,25 м, глубина воды 1,5 м. Канал оборудован подвижным дном. Схема аэрогидроканала дана на рис. 6.5.2. Вдоль канала рас-

положено 5 смотровых окон, кроме того остеклена часть крыши. В головной части канала расположен волнопродуктор регулярных волн щитового типа. В концевой части установлен волногаситель. Вентилятор, создающий ветровой поток, имеет прямое и обратное вращение, что позволяет изменять направление ветра и ветровых волн. Скорость ветра изменяется от 3 до 15 м/с.

Аэрогидроканал снабжен измерительным комплексом для измерения средних и пульсационных характеристик приводных и приповерхностных слоев и ветровых волн.

Считается, что исследование генерации ветровых волн и механизмов ветроволнового взаимодействия на начальной стадии может быть выполнено в лабораторных условиях. Это убеждение основано на том, что безразмерные характеристики ветровых волн в натуральных и лабораторных условиях практически одинаковы. Существенное различие в натуральных и лабораторных условиях заключается в толщине пограничного слоя. В натуральных условиях толщина пограничного слоя имеет порядок длины волны, т.е. достигает десятков метров. В аэрогидроканале в следствие ограниченных размеров толщина пограничного слоя не может быть больше десятков сантиметров, т.е. она равняется длине гравитационно-капиллярных волн. Значительно большую роль в аэрогидроканалах по сравнению с природными условиями играет вязкий подслей, толщина которого примерно равна $5\nu/u_*a$ и соизмерима с амплитудой волн.

В лабораторных условиях $au_*a/\nu = 1-10$, где a — амплитуда волны. В природных условиях $au_*a/\nu = 10^4 - 10^5$. Таким образом, механизм энергоснабжения волн в лабораторных условиях существенно зависит от вязкого подслоя. Все это указывает, что в аэрогидроканалах можно исследовать только начальную стадию генерации ветровых волн и некоторые специальные вопросы, например, взаимодействие волн разных масштабов, взаимодействие волн с течениями.

В качестве примера использования лабораторного моделирования рассмотрим результаты исследования начальной стадии генерации ветровых волн (Анисимова Е.П., Показеев К.В. и др., 1998). Одной из центральных задач в изучении пограничного слоя вода-воздух следует считать исследование энергообмена в системе ветер-волны на различных этапах развития последних. Это очевидно, так как ветро-волновое взаимодействие — одно из важнейших звеньев взаимодействия гидросферы и атмосферы в целом.

Велика роль пограничного слоя вода–воздух и в экологических процессах, поскольку именно здесь сконцентрированы основные механизмы самоочистки, освобождающие водную поверхность от многих видов загрязнений и фильтрующие приводный воздушный поток от газообразных и взвешенных примесей.

Рассматривается начальная стадия ветрового волнения, когда волны движутся со скоростями, много меньшими средней скорости ветра на уровне волн-шероховатостей, т.е. когда безразмерный возраст волны c/u_{*a} имеет порядок единицы. Здесь c — фазовая скорость энергонесущей компоненты ветровых волн, u_{*a} — динамическая скорость или скорость трения ветрового потока. Исследование проведено как на основе собственных материалов авторов, так и материалов, заимствованных из литературы.

Эксперименты были выполнены в аэрогидроканале гидрофизической лаборатории МГУ. В процессе опытов при различных ветро-волновых режимах на расстояниях $X < 12$ м от входа воздушного потока в аэрогидроканал определялись вертикальные профили скорости воздушного потока и дрейфового течения. В период экспериментов безразмерный возраст волн $C^+ = c/u_{*a}$ и безразмерный разгон $X^+ = Xg/u_{*a}^2$ изменялись от 0,6 до 2,5 и от 50 до 2500 соответственно. Измерения проводились в пятидесятисантиметровом приводном слое воздуха и в десятисантиметровом приповерхностном слое воды в условиях нейтральной стратификации плотности, как в воздушной, так и в водной среде. Согласно существующим представлениям, профили средней скорости воздушного потока $u_a(z)$ над водной поверхностью и дрейфового течения $u_r(z)$ в воде описываются логарифмическими зависимостями вида

$$u_a(z) = u_s + \frac{u_{*a}}{\chi} \ln \frac{z}{z_{0a}} \quad (6.5.6)$$

$$u_r(z) = u_s - \frac{u_{*r}}{\chi} \ln \frac{z}{z_{0r}}, \quad (6.5.7)$$

где u_s — поверхностная скорость, χ — постоянная Кармана, u_{*a} и z_{0a} — скорость трения и параметр шероховатости ветрового потока, u_{*r} и z_{0r} — аналогичные характеристики дрейфового течения. Из этих соотношений легко рассчитать величины динамических скоростей в воздухе u_{*a} и в воде u_{*r} :

$$u_{*a} = \frac{u_a(z_2) - u_a(z_1)}{\ln(z_2/z_1)}, \quad u_{*r} = \frac{u_{*a}(z_2) - u_r(z_1)}{\ln(z_2/z_1)} \quad (6.5.8)$$

(в воздухе ось z направлена вверх, в воде — вниз от границы раздела сред).

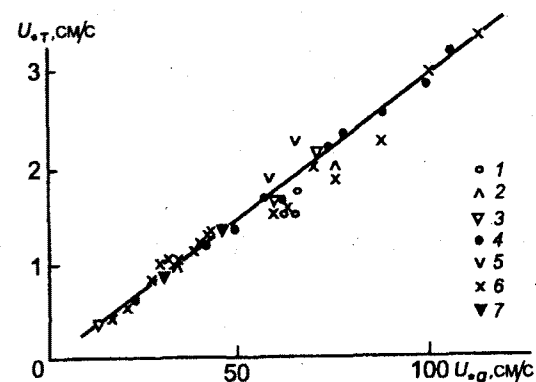


Рис. 6.5.3. Соотношение между динамической скоростью дрейфового течения u_{*r} и динамической скоростью ветра u_{*a} по данным непосредственных измерений различных авторов. Прямая линия — зависимость (6.5.12)

Одним из параметров, входящих в выражения для скоростей и требующих определения, является поверхностная скорость u_s . Между величиной u_s и скоростью трения воздушного потока u_{*a} существует связь вида

$$u_s = 0,55 u_{*a}. \quad (6.5.9)$$

Эта зависимость подтверждена рядом исследователей и хорошо выполняется на материалах, используемых в настоящей работе.

Обычно используемыми характеристиками энергообмена атмосферы и ветровых волн являются плотности потоков импульса и энергии. Поток импульса τ_a , поступающий из атмосферы в водоем, идет на формирование дрейфового течения (τ_r) и на рост волн (τ_w):

$$\tau_a = \tau_r + \tau_w. \quad (6.5.10)$$

Величины τ_a и τ_r могут быть выражены через динамические скорости ветра u_{*a} и дрейфового течения u_{*r} соответственно:

$$\tau_a = \rho_a u_{*a}^2, \quad \tau_w = \rho_w u_{*r}^2, \quad (6.5.11)$$

где ρ_a и ρ_w — плотность воздуха и воды.

На начальной стадии генерации волн их возникновению предшествует возникновение и развитие дрейфового течения. До момента возникновения ветровых волн весь поток τ_a идет на образование течения, т.е. в этот период $\tau_r = \tau_a$. Член τ_w в зависимости (6.5.10) появляется лишь в момент появления волн.

Данные работ, в которых приводятся материалы одновременных измерений параметров вертикального распределения скорости ветра и скорости дрейфового течения, позволили выявить связь между величинами динамических скоростей ветрового потока и соответствующего ему дрейфового течения (см. рис. 6.5.3). Согласно рисунку для большинства использованных в настоящей работе данных измерений хорошо выполняется линейная зависимость:

$$u_{*T} = 0,029 u_{*a}. \quad (6.5.12)$$

Были рассчитаны величины τ_a и τ_r и найдено их отношение τ_r/τ_a . Анализ характера изменения величины τ_r/τ_a от безразмерного разгона X^+ показал следующее. Если принять, как упоминалось выше, что в самый начальный период взаимодействия ветрового потока с водной поверхностью $\tau_r = \tau_a$, то при увеличении разгона X^+ отношение τ_r/τ_a сначала уменьшается. При значениях $X^+ \approx 200$ величина τ_r/τ_a достигает некоторого минимального значения, а при больших разгонах увеличивается и выходит на постоянное значение, равное 0,67, которое имеет место вплоть до разгона $X^+ = 14000$ и хорошо согласуется с зависимостью (6.5.12) для соотношения динамических скоростей ветрового потока и дрейфа. Выявлено также, что данные, обуславливающие минимум в зависимости $\tau_r/\tau_a = f(X^+)$, соответствуют тем значениям u_{*T} и u_{*a} , которые на рис. 6.5.3 отклоняются от соотношения (6.5.12).

Аналогично можно определить величину плотности потока импульса τ_w , идущего на рост волн, и проследить изменение величины τ_w/τ_a от разгона X^+ . Естественно, что при таком способе определения величины τ_w/τ_a характер изменения ее от X^+ будет зеркальным отражением зависимости $\tau_r/\tau_a = f(X^+)$.

Результаты анализа свидетельствуют, что на начальной стадии развития ветрового волнения и дрейфового течения при значениях безразмерного разгона X^+ от 200 до ≈ 14700 только около 30 % от потока импульса, поступающего из атмосферы в водоем, идет на

рост волн, а 70 % от величины τ_a приходится на генерацию и развитие дрейфового течения. При значениях безразмерного разгона $X^+ \approx 200$ в распределениях $\tau_r/\tau_a = f(X^+)$ и $\tau_w/\tau_a = f(X^+)$ наблюдаются экстремумы.

Поскольку поверхность, разделяющая водные и воздушные массы, подвижна, то действующие на границе их контакта силы будут совершать работу и можно оценить составляющие динамического энергетического баланса. Рассчитаем величины удельной мощности, обусловленной действиями трения ветра о подстилающую волновую поверхность ($E_{\tau a}$), дрейфового потока ($E_{\tau r}$) и движущихся волн ($E_{\tau w}$). Для оценки удельных мощностей $E_{\tau a}$, $E_{\tau r}$ и $E_{\tau w}$ обычно используются комбинации вида

$$E_{\tau a} = \tau_a u_{*a}, \quad E_{\tau r} = \tau_r u_{*r}, \quad E_{\tau w} = \tau_w c. \quad (6.5.13)$$

Если пренебречь вязкими потерями, то для составляющих энергетического баланса на поверхности воды должно выполняться соотношение:

$$E_{\tau a} = E_{\tau r} + E_{\tau w} \quad (6.5.14)$$

Результаты расчета составляющих энергетического баланса показали следующее. Величины $E_{\tau a}$ и $(E_{\tau r} + E_{\tau w})$ связаны линейной зависимостью, но коэффициент пропорциональности между левой и правой частями соотношения (6.5.14) при этом больше единицы, т.е. энергия, поступающая из атмосферы в водоем за счет напряжения трения ветра, значительно превышает энергию, идущую на генерацию дрейфового течения и на рост волн. Найденная методом наименьших квадратов зависимость

$$E_{\tau a} = a (E_{\tau r} + E_{\tau w}) \quad (6.5.15)$$

изображена на рис. 6.5.4 пунктирной линией. Оценки показали, что отнести такое расхождение между приходной и расходной частями энергетического баланса на водной поверхности за счет неучета вязких потерь нельзя.

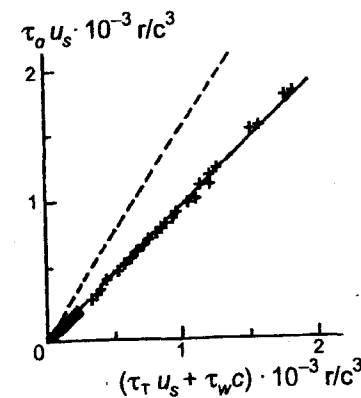


Рис. 6.5.4. Соотношение между составляющими энергетического баланса (6.5.14). Пунктирная линия — зависимость (6.5.15), сплошная — (6.5.17)

Расчет удельной мощности, обусловленной действием трения ветрового потока о водную поверхность, следует производить по формуле

$$E_{\tau a} = \tau_a u_s. \quad (6.5.16)$$

Результаты расчета составляющих энергетического баланса при таком определении $E_{\tau a}$ также приведены на рис. 6.5.4. В зачерненном пятиугольнике сосредоточено 69 точек различных авторов. Сплошной линией изображена зависимость

$$E_{\tau a} / (E_{\tau t} + E_{\tau w}) = 1. \quad (6.5.17)$$

Как видно из рис. 6.5.4, при расчете по (6.5.17) энергетический баланс на поверхности водоема хорошо выполняется. Некоторое расхождение с зависимостью (6.5.17), скорее всего, обусловлено неучетом вязких потерь.

ЛИТЕРАТУРА

Авакян А.Б. Вопросы создания и рационального использования водохранилищ // Воды суши: проблемы и решения. М.: ИВП РАН, 1994. С. 414-435.

Адаменко В.И., Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В., Чехин Л.В. Радиационный режим и оптические свойства озер // Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 300 с.

Алексеев В.В. Физика и экология. М.: Знание, 1978. 46 с.

Анисимова Е.П., Показеев К.В., Сперанская А.А., Соболева Н.И. Баланс энергии в системе ветер-волны в начальной стадии развития ветрового волнения // Вестник Московского университета. Сер. 3. Физика, Астрономия. 1999. №4. С.40-42.

Анисимова Е.П., Показеев К.В., Сперанская А.А., Соболева Н.И. Перераспределение энергии между волнами и течением на начальной стадии генерации ветровых волн // Вестник Московского университета. Сер. 3. Физика, Астрономия. 1999. №3. С.51-54.

Астраханцев Г.П., Егорова Н.Б., Руховец Л.А. Численное моделирование круглогодичной циркуляции глубоких озер // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 6. С. 1331-1334.

Блохина Н.С., Овчинникова А.В., Орданович А.Е. Математическое моделирование весеннего термобара в неглубоком водоеме // Вестник Московского университета. Серия 3, Физика. Астрономия. 2002. № 2. С.60-66.

Блохина Н.С., Орданович А.Е. Влияние загрязнений поверхности воды нефтепродуктами на формирование циркуляций Ленгмюра и энергообмен между водоемом и атмосферой // Вестник Московского университета. Сер. 3 Физика. Астрономия. 1997. № 3. С.52-55.

Блохина Н.С., Орданович А.Е. Влияние поверхностных загрязнений на процессы конвективного перемешивания в верхнем слое водоема // Вестн. Моск. ун-та. Сер.3. Физики. Астрономия. 1998. №4. С. 27-29.

Богословский Б.Б. Волны, течения и водные массы. Л.: Изд-во ЛГМИ, 1980. 36 с.

Блохина Н.С., Орданович А.Е. Влияние гидрометеорологических условий и поверхностных загрязнений на параметры циркуляций Ленгмюра // В кн. «Ладожское озеро. Мониторинг, исследование современного состояния и проблемы управления Ладожским озером и другими большими озерами» / Под ред. Н.Н. Филатова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, Институт водных проблем севера, 2000. С. 381-392.

Блохина Н.С., Савельева О.С., Орданович А.Е. Математическое моделирование весеннего термобара // В кн. «Ладожское озеро. Мониторинг, исследование современного состояния и проблемы управления Ладожским озером и другими большими озерами» // Под ред. Н.Н. Филатова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, Институт водных проблем севера, 2000. С. 464-472

Богословский Б.Б. Озероведение. М.: Изд-во Московского университета, 1960. 335 с.

Бродский А.К. Краткий курс общей экологии. С-Пт.: Изд-во ДЕАН+АДИН, 1996. 164 с.

Гинзбург А.И., Костяной А.Г., Соловьев Д.М., Станичный С.В. Эволюция вихрей и струй в северо-восточной части Черного моря осенью 1997 г. (спутниковые наблюдения) // Исслед. Земли из космоса. 2000. № 1. С. 3-14.

Голицын Г.С., Мелешко В.П., Ефимова Л.К., Говоркова В.А., Сомова Н.Г. Составляющие водного и теплового балансов на водосборе Ладожского озера по фактическим и модельным данным // Ладожское озеро. Мониторинг, исследование современного состояния и проблемы управления Ладожским озером и другими большими озерами / Ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 312-319.

Горшков В.Г. Физические и биологические основы устойчивости жизни. - М.: ВИНТИ, 1995. 472 с.

Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 256 с.

Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение как вероятностный гидродинамический процесс. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 288 с.

Демин Ю.Л., Ибраев Р.А. Численный метод расчета течений и уровня в многосвязных областях. М.: Препринт доклада ОВМ РАН №183, 1988. 26 с.

Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. 1955. 251 с.

Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Анализ современных и ожидаемых в будущем изменений климата и криолитозоны в северных регионах России. // Метеорология и гидрология, 1999, № 3. С. 18-27.

Кистович Ю.В., Чашечкин Ю.Д. Внутренние волны, вязкие пограничные слои и внутренние пограничные течения в непрерывно стратифицированной жидкости // Препринт № 674. М.: Ин-т проблем механики РАН, 2001. 156 с.

Ковалев В.А., Орданович А.Е. Физико-математическая модель турбулентного горизонтального стратифицированного потока с учетом когерентных структур. // М.: Препринт Московского университета. 1981.

Ковчин И.С. Автономные океанографические средства измерения. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 255 с.

Кондратьев К.Я., Иоханессен О.М. Арктика и климат. С-Пб., 1995. 139 с.

Кононкова Г.Е., Показеев К.В. Динамика морских волн. М.: Изд-во МГУ, 1985. 298 с.

Крейман К.Д., Рянжин С.В., Медведев М.Ю. и др. Моделирование процессов тепломассопереноса в водоеме и на его водосборе. С-Пб.: Наука, 1992. 128 с.

Куликов К.А., Сидоренков Н.С. Планета Земля. М.: Наука, 1972. 184 с.

Лавренов И.В. Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. С-Пб, Гидрометеиздат, 1998. 497 с.

Лазарев А.А., Показеев К.В., Шелковников Н.К. Физико-химическая неоднородность поверхности океана и поверхностные волны. Часть 1. М.: Изд-во МГУ, 1987. 92 с.

Лазарев А.А., Показеев К.В., Шелковников Н.К. Физико-химическая неоднородность поверхности океана и поверхностные волны. Часть 2. М.: Изд-во МГУ, 1988. 112 с.

Литвиненко А.В., Филатов Н.Н., Лозовик П.А., Карпечко В.А. Региональная экология: эколого-экономические основы рационального использования водных ресурсов Карелии // Инженерная экология. №6. 1998. С. 3-13.

Медоуз Д.Х., Медоуз Д.Л., Рандерс И. За пределами роста. Учеб. пособие. М.: Прогресс, 1994. 304 с.

Мишон В.М. Практическая гидрофизика. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 175 с.

Назарова Л.Е., Сало Ю.А., Филатов Н.Н. Изменение климата и водные ресурсы Восточной Финляндии. Препринт доклада. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. 35 с.

Науменко М.А. Горизонтальные градиенты температуры в термической фронтальной зоне крупного пресноводного озера // Метеорология и гидрология. № 6. 1989. С.89-94.

Незлин Н.П. Сезонные изменения концентрации хлорофилла в поверхностном слое Черного моря по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 1999. № 5. С. 75-82.

Незлин Н.П., Дьяконов В.Ю. Анализ многолетних изменений концентрации хлорофилла в поверхностном слое Черного моря по данным CZS-радиометра // Океанология. 1998. Т. 38. № 5. С. 703-709.

Общая геофизика: Учебное пособие / Под ред. В.А. Магницкого. М.: Изд-во МГУ, 1995. 317 с.

Одрова Т.В. Гидрофизика водоемов суши. Л.: Гидрометеиздат. 1979. 311 с.

Онежское озеро. Изменения экосистемы / Под. ред. Н.Филатова. Петрозаводск: Изд. КНЦ. 1999. 320 с.

Пивоваров А.А. Термика замерзающих водоемов. М.: Изд-во Московского университета, 1972. 140с.

Пивоваров А.А. Термика моря. М.: Изд-во МГУ, 1979. 208 с.

Показеев К.В., Медведев А.М. Введение в экологию. М.: МГУПБ, 2000, 198с.

Показеев К.В., Ануринов В.О. Общая экология. Воронеж: Изд-во Воронежского гос. университета, 2000. 176 с.

Ревель П., Ревель Ч. Среда нашего обитания. Кн. 2. Загрязнения воды и воздуха. М.: Мир, 1995. 296 с.

Руховец Л.А., Астраханцев Г.П., Менишуткин В.В., Минина Т.Р., Петрова Н.А., Полосков В.Н. Моделирование экосистемы ладожского озера: результаты и перспективы. // Ладожское озеро. Мониторинг, исследование современного состояния и проблемы управления Ладожским озером и другими большими озерами / Ред. Н.Н. Филатов. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. С.405-425.

Ряжнин С.В. Закономерности температурного режима пресноводных озер мира. —Л.: Географическое общество, 1989. 79 с.

Самолубов Б.И. Плотностные взвешенные потоки. // В сб. "Человечество и береговая зона Мирового океана в 21 веке". М.: ГЕОС, 2000.

Самолубов Б.И. Придонные стратифицированные течения. М.: Научный мир, 1999. 464 с.

Самолубов Б.И., Блохина Н.С., Даценко Ю.С., Ершова М.Г., Шакирова Е.Р., Эдельштейн К.К. Исследование гидрологических и гидрохимических полей Можайского водохранилища // Метеорология и гидрология. 1998. С. 82-91.

Самолубов Б.И., Замараев А.Л., Силаев А.В., Служев М.В. Градиентное плотностное течение с внутренней волной, вызванной усилением ветра // Вестник МГУ. Серия Физика и Астрономия. 2000. №6. С.123-129

Самолубов Б.И., Служев М.В. Распространение плотностного потока в Можайском водохранилище // Метеорология и гидрология. 2000. №4, С. 103-113.

Саркисян А.С., Ю.Л.Демин, А.Л. Бреховских, Шаханова Т.В. Методы и результаты расчета циркуляции вод Мирового океана. Л.: 1986. 152 с.

Страшкраба М., Гнаук А. Пресноводные экосистемы. Математическое моделирование. // М.: Мир, 1989. 371 с.

Тихомиров А.И. Термика крупных озер. Л.: Наука, 1982. 212 с.

Трухин В.И., Показеев К.В., Куницын В.Е., Шрейдер А.А. Основы экологической геофизики. М.: Физический факультет МГУ, 2000, 290 с.

Физические проблемы экологии (экологическая физика). М.: Физический факультет МГУ, 1999-2001. №1-10.

Филатов Н.Н. Географические информационные системы. Применение ГИС при изучении окружающей среды. Учеб. пособие. КТПИ. Петрозаводск.: 1997. 110 с.

Филатов Н.Н. Гидрофизика и лимнология // В сб. "Исследования в области океанологии, физики атмосферы и, географии, экологии, водных проблем и геохронологии". М.: ГЕОС, 2002. С.224-226.

Филатов Н.Н., Поздняков Д.В. Климат и экосистемы водоемов. Наука в России. М., 2000. №. 3, стр. 82-89.

Филатов Н.Н. Гидродинамика озер. С.Петербург. Наука. 1991. 191 с.

Филатов Н.Н. Динамика озер. Л. Гидрометиздат. 1983. 187 с.

Филатов Н.Н. Изменение климата Восточной Финляндии и уровня воды крупнейших озер Европы. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. 148 с.

Филатов Н.Н., Шилов И.А. Исследование особенностей изменчивости термогидродинамических полей на основе спутниковой информации (на примере Белого моря) // Исследование Земли из Космоса. № 3. 1996. С. 91-97.

Филатов Н.Н., Сало Ю.А., Назарова Л.Е. Изменения климата, состояния водоемов и водосборов // Физические проблемы экологии (экологическая физика). № 6. М.: Физич. факультет МГУ. С. 75-88

Чашечкин Ю.Д. Потоки и структуры в стратифицированных океане и атмосфере // Физические проблемы экологии (экологическая физика). №4. М.: Физический факультет МГУ. 1999. С.31-40.

Чашечкин Ю.Д., Байдулов В.Г., Ильиных Ю.С., Кистович Ю.В., Левицкий В.В., Миткин В.В. Моделирование внутренней структуры и динамики прибрежных систем // М.: Препринт ИПМ РАН. № 592. 1997. 97 с.

Чашечкин Ю.Д., Левицкий В.В., Миткин В.В., Показеев К.В., Прохоров В.Е. Лабораторный комплекс для моделирования внутренней структуры и динамики природных систем // Вторая Всероссийская научная конференция "Физические проблемы экологии" (Физическая экология). Москва. 18-21 января 1999 года. Тезисы докладов. М.: Изд. физ. факультат МГУ. 1999. С. 201.

Шнитников А.В. Межгодовая изменчивость общего увлажнения в бассейне Ладожского озера // Гидрологический режим и водный баланс Ладожского озера. Ленинград, 1966. С. 5-57.

Эдельштейн К.К. Водохранилища России: экологические проблемы, пути их решения. М.: ГЕОС, 1998. 277 с.

Экологические проблемы: что происходит, кто виноват и что делать? Под общей редакцией В.И. Данилова-Данилина. М.: Изд-во МНЭПУ, 1997. 332 с.

Beletski D., Saylor D., Schwab D. Mean circulation in the Great Lakes // J. Great Lakes Res. 1999. Vol. 25. No. 1. pp. 78-93.

Beletsky D., N. Filatov and R. Lbraev. Hydrodynamics of Lakes Ladoga and Onego in special issue // Water pollution research journal of Canada. 1994. Vol. 29, No.2-3, pp.365-385.

Bishop C. Historical variation of water levels in Lake Michagan-Huron // J. Great Lakes Res. 1990. V. 16. № 3. P. 406-423.

Blokhina N.S., Ordanovich A.E, Kravchenko O.V. Langmuir circulations as coherent structures, Intergovernmental oceanographic Commission, Workshop Report No. 159, pp.22-27, Konstantin Fedorov International Memorial Symposium «Oceanic fronta and related phenomena», Pushkin, Saint-Peterburg, Russian Federation, 18-22 May 1998, Publishing office GEOS, 7, Pyzhevsky per., Moscow, 109017, Russian Federetion.

Drabkova V., Roumyantsev V., Sergeeva L.V., and Slepoukhina T.D. 1996. Ecological Problems of Lake Ladoga: causes and solutions. In: Proceedings of the First International Lake Ladoga Symposium. St. Petersburg, Russia, 22-26 November, 1993. Ed. by H. Simola, M. Viljanen, T. Slepoukhina, and R. Murthy. Dordrecht, et al.: Kluwer Academic Publishers. P. 1-7.

Csanady G.T. Intermittent full upwelling in Lake Ontario // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 397-419.

Deardorff J.W., Willis G.E., Stockton B.H. Laboratory studies of entrainment zone of a convectively mixed layer. // J. Fluid Mech. 1984. V. 42. P. 97-120.

Filatov N.N., S.V. Ryanzhin & L.V. Zaitsev, 1981. Investigations of turbulence and Langmuir circulations in Lake Ladoga // J. Great Lakes Res. 7:1-6.

Heino R. Climate in Finland during the period of meteorological observations. Finnish meteorological Institute. Contr. № 12. 1994. 120 p.

Henderson-Sellers B. Engineering Limnology. Boston, e.a.: Pitman Advanced Publishing Program. 1984. 356 p.

Hohmann R., Kipfer R., Peters F., G. Pierke and Imboden D.M. and M.N. Shimaraev. 1997. Processes of deep -water renewal in Lake Baikal // Limn. and Oceanol. 42(5). P. 841-855.

Kite G. Spectral analysis of selected Lake Erie levels // J. Great Lakes Res. 1992. V. 18. № 1. P. 207-217.

Kondratjev K.Ja., Pozdnjakov D.V., Filatov N.N. et al. Using Large Lakes as analogues for oceanographic studies // Modelling Marine Systems. V. 11. CRC Press Inc. 1990 p.

Kuusisto E. et al. Climate and water in Europe: some recent issues // WMO. 1994. 8 p.

Lauritson L., Nelson G.J., Porto F.W. Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers // NOAA Tech. Memo. NESS 107. Washington, D.C.: NOAA, 1979.

Leonov A., Filatov, N., Titov. 1995. Lake Ladoga mathematical model of nutrients in Lake Ladoga. Elsevier. P. 11-116.

Limnology and Remote sensing. Ed. By K.Kondratyev, N.Filatov. Springer-Praxis. 406 p.

Malm J., Jonsson L. 1993. A study of the thermal bar in Lake Ladoga using water surface temperature data from satellite images. Remote sensing. Env. 44: P.35-46.

McClain E.P., Pichel W.G., Walton C.C. Comparative performance of AVHRR based multichannel sea surface temperatures // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 11587-11601.

Menshutkin V.V., Astrachancev G.P., Egorova N.B., L.A. Ruchovets et al. Mathematical modelling of the evaluation and current conditions of the Ladoga Lake ecosystem. Ecological modelling. 107. 1998. P.1-24.

Mortimer C.H., 1979. Strategies for coupling data collection and analysis with dynamic modelling of lake motions. In W.H. Graf & C.H. Mortimer (eds). Hydrodynamics of lakes. Elsevier Sci. Publ. Amsterdam: 183-222.

Mortsch L., Quinn F. Climate change scenarios for Great Lakes Basin ecosystem studies // Limnol. Oceanogr. 1996. 41(5). P. 903-911.

Murthy C.R. & N.N. Filatov, 1981. Variability of currents and horizontal turbulent exchange coefficients in Lakes: Ladoga, Huron, Ontario. Oceanology 21: 322-325.

Podsetchine V., Huttula T., Filatov N. 1995. Water exchange in starighths of Northern Ladoga: Results of Field Studies and numerical simulations. Phys. Chem. Earth, Vol.20, No.2, P.207-213.

Robinson I.S. Satellite oceanography. Chichester e.a.: Wiley-Praxis. 1995. 455 p.

Ryanzhin S.V. Thermophysical properties of lake sediments and water-sediments heat interaction. Lund, Sweden: Lund Univ. Publ. 1997. 90 p.

Schertzer W., R. Murthy. Physical Limnology and Water quality modelling of North American Lakes. Part 1 and 11. In Water Pollution Research journal of Canada. V. 29, No.2-3. 1994. P. 129-184.

Schwab D., K. Bedford. Initial implementation of the Great Lakes Forecasting System: Real-time system for predicting lake circulation and thermal structure. In Water Pollution Research journal of Canada. V. 29, No.2-3. 1994. P. 203-220.

Simons, T.J. and Schertzer W.M. Stratification, currents and upwelling in Lake Ontario, summer 1982. Can. J. Fish. Aquat. Sci. 44. 1987. P. 2047-2058.

Viljanen M., Roumyantsev V., Slepukhina T., Simola H. Ecological state of Lake Ladoga // In: Karelia and St. Petersburg: from lakeland interior to European Metropolis / Ed. by E. Varis, S. Porter. Joensuu: Joensuu University Press. 1996. P. 107-125.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Краткий очерк истории исследования озер.....	10
Глава 2. Озерная котловина.....	17
Глава 3. Водный баланс	25
Глава 4. Термо-гидрофизические процессы в озерах	39
4.1. Пространственно-временные масштабы гидрофизических процессов	39
4.2. Тепловой баланс	45
4.3. Циркуляция вод в озерах и ее моделирование	54
4.4. Придонные течения в озерах и водохранилищах.....	88
4.5. Волновые движения в озерах	101
4.6. Ветровые волны	125
4.7. Циркуляции Ленгмюра	144
4.8. Термобар.....	152
Глава 5. Изменения климата и водные системы	157
Глава 6. Современные методы в лимнологии	176
6.1 Измерение гидрофизических характеристик	176
6.2. Геоинформационные системы	191
6.3. Дистанционные методы	210
6.4. Гидродинамика озер и моделирование экосистем	242
6.5. Модели стохастические, имитационные, физические, лабораторные	253
Литература.....	269