Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА

Труды ЛГМИ, В. 78

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1982

УДК 551.5(06)

Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства. Сборник научных трудов. — Л., изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 162. (ЛГМИ)

Основная направленность сборника определяется его названием и большая часть статей так или иначе связана с вопросами гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства. В одних работах рассматриваются различные метеорологические процессы применительно к возможности их использования при прогнозировании. В других работах анализируются возможные гидрометеорологические следствия антропогенных воздействий на атмосферу и гидросферу.

Представлены исследования в области современных методов расчетов стока, а также результаты теоретических и экспериментальных исследований длинных волн и фронтальных зон в океане.

Сборник рассчитан на широкий круг гидрометеорологов.

УДК 300.322

В. Ф. ЛЕВИЧЕВА

ЭКОЛОГИЯ И МИРОВОЗЗРЕНИЕ

Все дискуссии по проблемам экологии, развернувшиеся в отечественной и зарубежной литературе, на различных научных симпозиумах и съездах общественных организаций, отмечены характерной особенностью: их участники, как правило, не ограничиваются чисто технической стороной дела, и предлагая свой вариант решения возникших проблем, подкрепляют его ценностной аргументацией, т. е. ссылками на то, что дорого сердцу и уму человека. Было бы явным упрощением считать, что подобный стиль обсуждения проблем защиты окружающей среды вызван лишь психологической мотивацией, к которой прибегают сегодня в своей деятельности ученые-естественники. Открытое провозглашение культурной позиции ученого в качестве аргумента обусловлено общей ситуацией, сложившейся на современном этапе научного освоения природы, а именно резко возросшей значимостью мировоззренческого обоснования экологических решений.

Для многих буржуазных идеологов и философов такой поворот в развитии науки был неожидан. От западной общественной мысли, с трудом освобождающейся от господства позитивистской философской традиции, длительное время был скрыт тот факт, что знание о природе не может быть нейтральным по отношению к ценностным и мировоззренческим установкам. Сама реальная практика преобразования природы с предельной остротой показала, что наука органически вплетена в различные системы социально-культурных отношений. Одно из преимуществ марксистской методологии, опирающейся на принцип социальной обусловленности познания, состоит в том, что она позволяет исследовать проблему эволюции мировоззренческих ориентаций знания о природе.

С самого начала отметим, что знание о природе никогда не являлось достоянием лишь научного познания. Любая из форм общественного сознания создает свои обобщенные представления о природном, свой «образ» природы. Эволюционируя, эти духовные продукты сохраняют свою сращенность со специфическими нормами, ценностями и идеалами породившей их формы общественного сознания. Скажем, образ природы, создаваемый

в искусстве, отражает исторически развивающееся эстетическое отношение человека к действительности; нравственное сознание осваивает природу как уникальную социальную ценность. Вместе с тем целостность духовной жизни общества предполагает совмещение различных представлений о природе в единый мировоззренческий комплекс — картину природы. Наука стала выполнять функции синтеза знаний о природе лишь по мере своего развития, постепенно видоизменяя традиционную картину природы, сложившуюся в донаучных формах познания. Разумеется, возрастание роли науки в современной культуре, превращение ее в регулятор взаимодействия общества и природы привело к значительным перестройкам всех форм общественного сознания. Изменились их внутренняя структура и способы взаимодействия. Эти преобразования затронули и механизмы духовного освоения природы. В общей картине природы стали преобладать представления о природе как области приложения интеллектуальной и практической мощи человека. Аналитическое постижение действительности принималось в качестве универсального и наиболее эффективного способа ее освоения. В условиях капиталистического общественного производства эти представления о природе были доведены до идеологического стереотипа: природа — резервуар средств, наука — инструмент для их извлечения и использования. Отрезвляющее воздействие экологического кризиса способствовало разрушению бытовавших на Западе иллюзий того, что естествознание является единственно возможным средством удовлетворения духовных потребностей человека в освоении природы. Следом за этим в 70-х годах были предложены многочисленные проекты «встраивания» в науку этических норм и ценностей, «экологической коррекции» научного сознания[1]. Такие предложения, безусловно, отражают реальную озабоченность общественности состоянием окружающей среды и ее тревогу перед лицом будущего. И все же нередко попыткам найти альтернативу научному познанию природы с помощью апелляции к «экологическому гуманизму» или «новой религиозности» присущи не только немалые дозы утопичности, но и рецидивы богостроительства. Эта неразборчивость в познавательных средствах обусловлена несостоятельностью методологической программы, лежащей в основе философского анализа процесса взаимодействия общества и природы.

В действительности, задача состоит не в том, чтобы «встроить» в научное знание нечто, само по себе ему чуждое, но жизненно необходимое обществу, а в том, чтобы вскрыть и понять внутреннюю социально-культурную детерминированность научного позна-

---

[1] См. например: Mc Hale. J. Ecological context. New Jork, 1971. Hatfield C. (ed). The scientist and ethical decision. Michigan, 1973. Skolimowski H. The moral dilemmas of modern science. — In: Science and society. Past, present and future. Michigan, 1975. Ferkiss V. The future of technological civilization. New Jork, 1974.

ния. Мировоззренческие установки никогда не исчезали из естествознания. Современная экологическая ситуация позволила лишь обнаружить некоторые из них в наиболее явном виде.

Как уже отмечалось, в сложившейся ныне картине природы синтезируются идейные комплексы, источники которых следует искать в различных формах общественного сознания. Типологическая общность, взаимосвязь и устойчивость этих духовных образований свидетельствуют о том, что их функционирование и развитие регулируются некоторыми механизмами, действующими в духовной жизни общества. Генетической основой таких механизмов выступает духовное производство.

Категория «духовное производство» отражает существование в обществе *социально организованной системы воспроизводства особых типов духовной деятельности.* Эта категория позволяет выделить в качестве объекта философского исследования действующие социальные отношения, в которых формируется как сознание общества в целом, так и его мировоззренческие составляющие[1]. Материалистическое понимание истории основывается на признании определяющей роли материального производства в общественном развитии и, вместе с тем, относительной самостоятельности духовного производства. Вводя понятие духовного производства, К. Маркс отстаивал позиции историзма в философском творчестве: «Чтобы исследовать связь между духовным... и материальным производством, прежде всего необходимо рассматривать само это материальное производство не как всеобщую категорию, а в *определенной исторической* форме. Так, например, капиталистическому способу производства соответствует другой вид духовного производства, чем средневековому способу производства. Если само материальное производство не брать в его *специфической исторической* форме, то невозможно понять характерные особенности соответствующего ему духовного производства и взаимодействие обоих»[2]

Все отрасли духовного производства (искусство, политика, религия и др.) обладают разветвленными системами коммуникаций и подготовки идеологических кадров, типовыми моделями социальных отношений. Усвоение выработанных духовных продуктов и производство новых в каждой из отраслей регулируются законами идеологической преемственности. Репродуцирующиеся нормы, установки и ценности духовной деятельности выполняют роль своеобразных фильтров, сквозь которые «просеиваются» ее продукты (знания, системы представлений и образов и т. д.). Несмотря на несхожесть «технологий» создания и обработки идей, присущих отдельным отраслям духовного производства, все они взаимосвязаны, так как порождаются и существуют в рамках

---

[1] О понятии духовного производства см.: Духовное производство. Социально-философский аспект проблемы духовной деятельности. М., 1981, с. 132, 138—139, 142, 149.

[2] Маркс К., Энгельс Ф. Соч. 2-е изд., т. 26, ч. I, с. 279.

определенной социально-экономической системы, т. е. надстраиваются над одним экономическим базисом общества. Именно эти взаимосвязи обеспечивают условия для накопления и трансляции в системе культуры социально-исторического опыта освоения мира. На пересечении различных звеньев духовного производства и в результате их взаимовлияния возникают наиболее мировоззренчески «емкие» продукты. Одним из них и является картина природы.

В картине природы сконцентрированы наиболее типичные, характерные для определенной эпохи представления человека об окружающем его мире. Духовное производство создает предпосылки стабилизации этих представлений и устойчивого воспроизведения их основных черт. Действующие в нем механизмы производства, распределения, обмена и потребления знаний довольно жестко регламентируют все виды духовной деятельности. Поэтому и его продукты сохраняют свою инвариантность на протяжении определенного исторического периода.

Рассмотрим основные черты картины природы, сложившейся к XVI—XVII вв., т. е. непосредственно предшествовавшей превращению науки в самостоятельную отрасль духовного производства. Прежде всего природа в ней представала в виде некоей суммы качественно неравноценных объектов и явлений. Небесная сфера признавалась автономной, независящей от земной. Существование единых закономерностей в мире не предполагалось. Поэтому и познавательные средства, обращенные к различным сторонам природы, были разнородными, зачастую несовместимыми, и, что самое главное, применение их далеко не всегда соответствовало сути природных процессов. Например, многие путешественники и землепроходцы того времени, повествуя о новых землях и необычных явлениях природы, искали в них нравоучительный или религиозный смысл, или, наоборот, переносили на природную среду нормы и ценности того общества, к которому принадлежали[1]. Вся система координат, в которой они описывали природу, на первый взгляд, кажется странной и даже парадоксальной. Очевидцы свидетельствуют о существовании славных «богом предуготовленных мест» или об иных, обреченных землях, созданных «людям на зло»[2]. Природный объект оценивается ими прежде всего по его хозяйственной, социальной и духовной значимости. При этом знания о его объективных свойствах, покрепленные практикой, функционировали лишь в виде вкраплений в общий состав мировоззрения.

Все это, однако, не разрушало внутреннего единства донаучной картины природы. Все представления о природе в ней кон-

---

[1] Подробнее см.: Палий (Левичева) В. Ф., Щербина В. Ф. Диалектика духовно-практического освоения природы. Л., 1980.

[2] Чудеса, описанные братом Журденом из ордена проповедников, уроженцем Северака и епископом города Колумба, что в Индии Наибольшей. — В кн.: После Марко Поло. М., 1968, с. 139.

центрировались вокруг нескольких социально и культурно значимых образов, истоками своими уходившими в религиозное миросозерцание. Доминирование религии над другими отраслями средневекового духовного производства приводило к теологизации всех форм общественного сознания. Нормы духовной деятельности, принятые в религиозных институтах, служили эталонами культуры. Они либо непосредственно переносились на другие сферы духовной жизни общества, либо довольно искусно имитировались (что стало характерным в конце рассматриваемого периода) для того, чтобы облегчить процесс общественного признания новых духовных продуктов, в частности новых представлений о природе. Все звенья средневекового духовного производства «тиражировали» некоторые устоявшиеся ценности и мыслительные схемы, соблюдение которых в сочинениях натурфилософов, естествоиспытателей и землепроходцев являлось для их читателей гарантом достоверности и убедительности сообщаемого. Таким образом мировоззренческие установки транслировались в культуре и закреплялись в знании о природе.

Примерно с XVII века познавательная деятельность институционализируется и превращается в налаженное социально организованное производство особого рода продуктов — знаний об объективной действительности. В основе этого процесса лежали коренные преобразования в системах материального производства и общественных отношений, повлекшие за собой возрастание общественной потребности в объективно истинных знаниях. Результативность духовно-практического освоения природы значительно увеличилась. Наука стала вырабатывать наиболее эффективные методы и формы познания действительности, создавать разнообразные технические средства, резко ускорившие преобразование природы человеком.

С превращением науки в самостоятельную отрасль духовного производства появляется возможность *целенаправленно регулировать* процесс природопользования. Однако социальная организация науки всегда обусловлена господствующими в обществе социальными отношениями. Познавательная деятельность, сколь бы ни была она специализирована, также органически связана с преобладающими в обществе типами духовных отношений. Поэтому *целеполагание* в духовно-практическом освоении природы осуществляется не наукой самой по себе, а *целостной системой духовного производства*, сложившейся в обществе. Именно она порождает и закрепляет в культуре те ценностные представления, установки и ориентации, которые составляют мировоззренческий фон естествознания.

Гипертрофированность прагматической ориентации всех отраслей буржуазного духовного производства порождает представления о природе как о всего лишь полезной вещи; «ее перестают признавать самодовлеющей силой, а теоретическое познание ее собственных законов само выступает лишь как хитрость, имеющая

целью подчинить природу человеческим потребностям, будь то в качестве предмета потребления или в качестве средства производства»[1]. В этих условиях наука становится средством неограниченного присвоения природных продуктов и сил, «выступает лишь в качестве носителя... системы всеобщей полезности»[2].

Современный уровень научного познания отличается растущей сложностью исследовательского аппарата, все более увеличивающимся отрывом его от традиционных схем обыденного сознания. Это создает иллюзии полной автономии научной деятельности, независимости ее «устава» от якобы «внешних», «привносимых» оценок и регламентаций. Своеобразная аналитическая нейтральность научного знания, его «беспристрастность» по отношению к объекту изучения и воздействия вызывали уверенность в полной подконтрольности всех изменений, вносимых в природу с помощью научно-технических средств. Длительное время эти иллюзии искусственно культивировались буржуазной пропагандой, допускающей любые способы экономико-производственного освоения природы, лишь бы с их помощью достигалась максимальная прибыльность. В атмосфере общественной напряженности, возникшей в связи с экологической ситуацией в капиталистических странах, появились многочисленные предложения перестроить отношения между обществом, наукой и природой. Спектр их необычайно широк: от упоминавшихся попыток «начинить» научное познание экологическими ценностями до публичных бичеваний науки и техники как источников всех бед, обрушившихся на человечество. Были высказаны и разумные соображения о социальной обусловленности взаимодействия между обществом и природой, учет которой необходим при выработке основных направлений экологической политики.

Где же искать надежные опоры для оптимизации процесса освоения природы? Еще раз подчеркнем, что наука создает лишь возможности рациональной организации и регулирования взаимодействия общества и природы. «Однако для того, чтобы осуществить это регулирование, — писал Энгельс, — требуется нечто большее, чем простое познание. Для этого требуется полный переворот в нашем существующем до сего времени способе производства и вместе с ним во всем нашем теперешнем общественном строе»[3].

Экологические проблемы всегда имеют комплексный характер. Поэтому марксистская методология предполагает их системное мировоззренческое осмысление, т. е. раскрытие диалектики их общечеловеческого и классового содержания наряду с научно-техническими и организационными аспектами. Социалистические общественные отношения служат основой согласованного разви-

---

[1] Маркс К., Энгельс Ф. Соч., т. 46, ч. I, с. 387.
[2] Там же, с. 386.
[3] Там же, т. 20, с. 497.

тия всех отраслей духовного производства. Это дает возможность целенаправленно формировать идейно-политическую и нравственную культуру масс, которая во все большей степени влияет на эффективность экологической политики. Вместе с тем не следует забывать, что социалистический общественный строй сам по себе вовсе не снимает всех трудностей целесообразной организации процесса природопользования. Немалые затруднения, к примеру, вызывает устранение имеющихся противоречий между экономическими, социальными и духовными потребностями в освоении природы. Об этом, в частности, шла речь на XXVI съезде КПСС[1]. Формирование экологической культуры, в соответствии с партийными решениями, входит ныне составной частью в общие социальные программы развития нашего общества.

Внутренняя взаимосвязь и согласованность всех звеньев социалистического духовного производства позволяет поднять *мировоззренческий уровень* экологических решений, ибо проведение всех мероприятий в области охраны природы и рационализации природопользования в нашем обществе основано на соблюдении социально-культурных норм. Эти нормы по существу становятся внутренними ориентирами научной деятельности[2]. Таким образом, понимание человеком объективных закономерностей взаимодействия природы и общества побуждает его занять активную жизненную позицию и рассматривать охрану окружающей среды в качестве своего гражданского долга. Такой целостный отклик на глобальные проблемы современности является неотъемлимым элементом социального опыта общества развитого социализма.

---

[1] Материалы XXVI съезда КПСС. М., 1981, с. 41.

[2] Среди них Ю. А. Израэль выделяет: «научное обоснование критериев допустимого антропогенного воздействия на природу, допустимого изъятия части возобновляемых ресурсов»; «выявление приоритетных направлений для принятия мер с учетом фактического состояния природной среды, экологического, экономического и эстетического ущерба»; «планирование развития отраслей народного хозяйства в различных регионах с учетом экологического резерва и возможных экономических последствий воздействия» и др. (Израэль Ю. А. Беречь природу для людей. — Природа и человек, 1981, № 1, с. 6).

УДК 551.465.7:551.409.33

Н. П. СМИРНОВ, А. И. УГРЮМОВ

ИССЛЕДОВАНИЕ КРУПНОМАСШТАБНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ В ЦЕЛЯХ ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

Исследования последних лет по проблемам долгосрочных прогнозов теплового состояния океана и аномалий погоды показали, что они являются взаимосвязанными и должны решаться вместе, поскольку формирование климатического режима и длительных отклонений от него как в океане, так и в атмосфере,

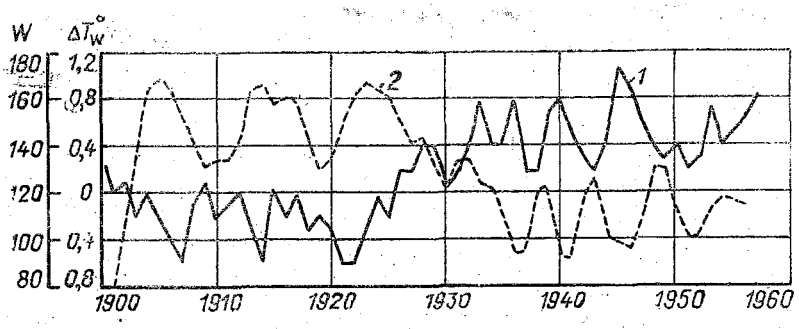

Рис. 1. Многолетний ход аномалий температуры воды в Северной Атлантике (*1*) и повторяемости зональной формы циркуляции в атлантическом секторе северного полушария (*2*).

определяется, прежде всего, процессами взаимодействия обеих сред.

Еще в 60-х годах было показано [12], что изменения теплового режима Северной Атлантики тесно связаны с характером циркуляции в северном полушарии и, в конечном счете, определяют крупномасштабные изменения погодных условий. Для примера на рис. 1 представлено сопоставление аномалий температуры воды в Северной Атлантике с повторяемостью зональной формы циркуляции атмосферы в атлантическом секторе северного полушария в первой половине XX столетия [13].

Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы имеет ряд характерных особенностей, которые необходимо учитывать при разработке методов совместного долгосрочного прогноза про-

цессов в океане и атмосфере. Остановимся на этих особенностях подробнее, чтобы представить себе возможности их практического приложения.

Одной из наиболее общих закономерностей крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы является постепенная адаптация полей гидрометеорологических элементов океана и атмосферы по мере увеличения временных масштабов рассматриваемых процессов [7, 10]. Малая адаптированность срочных, пятидневных и даже месячных полей температуры воды и воздуха обусловлена значительно большей изменчивостью синоптических процессов в атмосфере по сравнению с крупномасштабной изменчивостью теплового состояния океана. Увеличение масштаба временного осреднения данных ведет к заметному уменьшению изменчивости в атмосфере, при этом амплитуда колебаний метеорологических элементов постепенно приближается к амплитуде температурных колебаний в океане. В этом и состоит физический смысл адаптации. Ю. В. Николаев предлагает различать переходные и стационарные процессы крупномасштабного взаимодействия [10]. В переходных процессах, характерных для масштабов осреднения месяц, сезон, полугодие, происходит адаптация крупномасштабной циркуляции атмосферы к полю температуры воды. В стационарных процессах, относящихся к масштабам осреднения более высоких порядков, адаптация считается достигнутой.

Таким образом, согласованность колебаний геофизических полей в океане и атмосфере, а следовательно, и успешность их совместного долгосрочного прогноза должна увеличиваться по мере все большего временного осреднения их. Однако полезность прогнозов сильно осредненных полей вызывает определенные сомнения. Поэтому одной из первоочередных задач изучения крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в целях долгосрочных прогнозов является, по нашему мнению, определение оптимального интервала временного осреднения, при котором прогноз еще полезен, а основные гидрометеорологические поля в океане и атмосфере оказываются уже в значительной мере связанными между собой.

В работе [16]) была сделана попытка определения оптимального интервала временного осреднения для долгосрочных прогнозов погоды, основанных на учете теплового влияния океана. Оказалось, что взаимосвязанность полей аномалии температуры воды в Атлантическом океане и аномалий поля H_{500} в атлантико-европейском секторе северного полушария возрастает по мере увеличения масштаба осреднения нелинейно. Например, коэффициенты корреляции аномалии температуры воды ΔT_w в центральных районах Северной Атлантики и аномалии ΔH_{500} в области максимума корреляции для масштабов осреднения 1, 2, 3 и 6 месяцев в теплом полугодии соответственно равны 0,35, 0,57, 0,65 и 0,71. Мы видим, что наибольшее возрастание корреляции происходит при

переходе от одномесячного к двухмесячному масштабу осреднения (0,22). Далее корреляция продолжает расти, но уже медленнее: приращения коэффициента корреляции при переходе к трехмесячному и шестимесячному масштабам осреднения равны соответственно 0,08 и 0,06. Данная закономерность имеет достаточно общий характер, она проявляется во все сезоны года и для всех районов океана.

На основании анализа влияния временного осреднения на уровень корреляции между аномалиями температуры воды и атмосферной циркуляции был сделан вывод, что оптимальным интервалом осреднения являются два месяца. Возможно, при более детальном исследовании этот интервал удастся уточнить, однако важно другое — оптимальный интервал осреднения данных существует и, по-видимому, близок к двум месяцам.

Другой важной особенностью крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы является неоднородность интенсивности взаимодействия в пространстве. Наиболее сильно оно проявляется в очагах взаимодействия или в энергоактивных районах Мирового океана [5, 14, 15]. К энергоактивным районам во внетропических широтах относятся зоны повышенного внешнего теплового баланса океана, площадь которых составляет около 1/4 площади океана в этих широтах, а теплоотдача — около половины общей теплоотдачи океана [3]. Энергоактивными районами являются также зоны неустойчивой статификации у кромки ледяного покрова, области экваториального апвеллинга, районы муссонных течений и др. [6].

В северном полушарии существуют четыре основных энергоактивных района, которые отчетливо видны на картах внешнего теплового баланса поверхности океанов (рис. 2 из атласа [1]). В Северной Атлантике выделяются три очага взаимодействия, лежащие вдоль теплых течений системы Гольфстрима: очаг, расположенный непосредственно в Гольфстриме около мыса Гаттерас, ньюфаундлендский и норвежский очаги. В Тихом океане — очаг взаимодействия, связанный с теплым течением Куросио.

Об относительной роли энергоактивных районов можно судить по значениям теплоотдачи океана в зимние месяцы, когда тепловой поток из океана в атмосферу максимальный. В таблице приведены оценки теплоотдачи ньюфаундлендского и норвежского очагов взаимодействия Северной Атлантики. Видно, что мощность норвежского очага как по площади, так и по теплопотоку примерно в 2,5—4,0 раза меньше, чем очага у Ньюфаундленда. Однако следует помнить, что норвежский очаг действует в области субполярных широт, где теплосодержание атмосферы относительно мало, и даже небольшие дополнительные потоки тепла могут его существенно изменять.

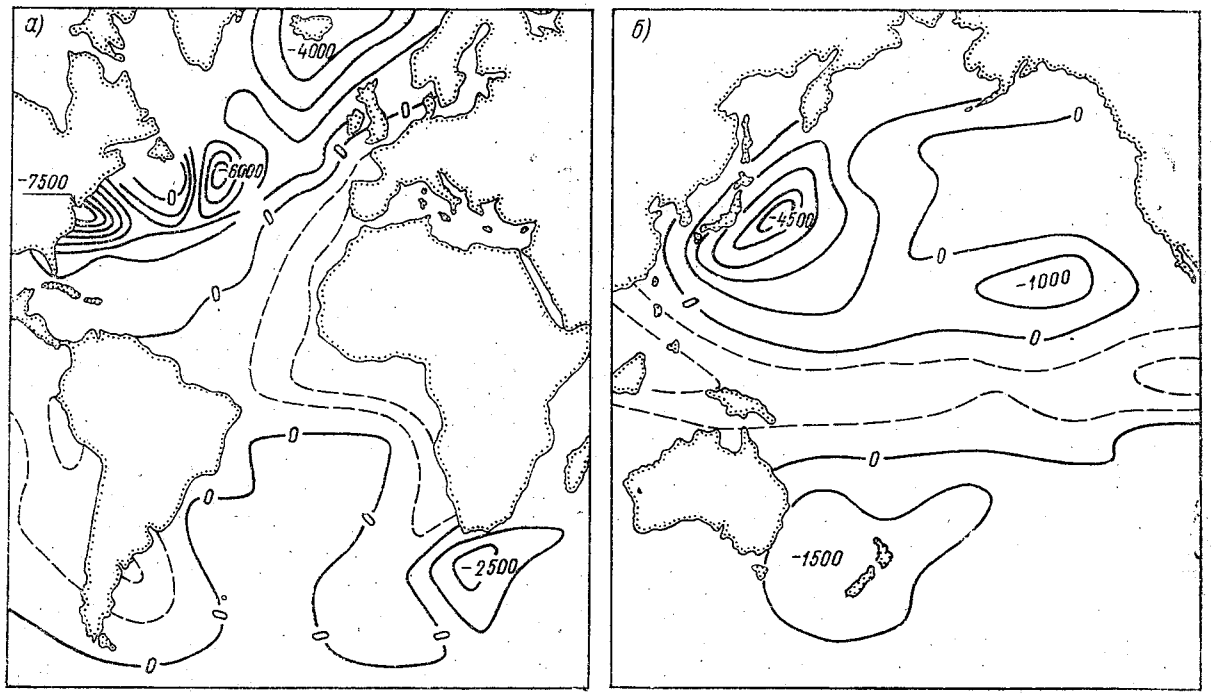

Рис. 2. Внешний тепловой баланс Атлантического (*а*) и Тихого (*б*) океанов в МДж/ (м^2 · год).

Суммарный поток тепла из океана в атмосферу для зимних месяцев

Район	Площадь 10^6 км^2	Суммарный поток тепла, 10^{16} ккал/мес		
		декабрь	январь	февраль
Ньюфаундлендский очаг [3]	2,65	64,5	67,9	62,3
Норвежский очаг [3]	1,03	17,2	19,7	15,4
		Май	Июнь	Июль
Антарктический циркумполярный очаг	16,00	95,7	101,8	85,8

Энергоактивные районы южного полушария исследованы пока довольно слабо, но даже по тем неполным данным, которыми мы сейчас располагаем, можно составить представление о большой роли Южного океана в процессах передачи тепла Мирового океана в атмосферу Земли. Так, в таблице приведены характеристики энергоактивной зоны, расположенной в районе 60—70° ю. ш., которые показывают, что учет теплообмена океана и атмосферы в южном полушарии может иметь решающее значение для разработки методов прогноза глобальных колебаний погоды и климата.

Важно и то обстоятельство, что в Южном океане наблюдаются значительные колебания потоков тепла из океана в атмосферу в зависимости от распространения ледяного покрова, которые могут достигать $\pm 50\%$ от средних месячных величин.

Как и в северном полушарии, в поясе широт 60—70° ю. ш. выделяются отдельные районы с большой дисперсией потоков тепла от года к году и в среднем повышенными значениями. Наиболее заметный в этом отношении район располагается на востоке моря Уэддела к западу от поднятия Мод. В этом районе в зимний период часто наблюдаются большие ($0{,}5 \div 0{,}8 \cdot 10^6$ км^2) свободные ото льда пространства. Тепловой поток в случае открытой воды может в 9 раз превосходить поток тепла от океана, покрытого льдом [17]. В результате колебаний ледовитости моря Уэддела поток тепла из океана в атмосферу за четыре зимних месяца может изменяться от $26 \cdot 10^{16}$ ккал до $3 \cdot 10^{16}$ ккал, что свидетельствует об особой роли указанного локального района в тепловом балансе атмосферы.

Второй такой район, в соответствии с картой, представленной на рис. 2, находится к югу от Африки и связан с проникновением далеко на юг при обратном движении к востоку вод Агульясова течения. Во время прорывов холодного воздуха через климатический полярный фронт на теплые воды Агульясова течения

в этом районе наблюдаются интенсивные потоки тепла из океана в атмосферу.

Наконец, третий, по-видимому, менее интенсивный очаг теплового взаимодействия океана с атмосферой расположен в районе Новой Зеландии, где Антарктическое циркумполярное течение отклоняется к югу под влиянием хребта Макквайра.

Таким образом, в Южном океане можно предварительно выделить три крупных энергоактивных района, один из которых расположен к югу от африканского континента, второй — у Новой Зеландии, а третий располагается поясом вокруг Антарктиды в зоне 60—70° ю. ш. с центром наибольшей интенсивности и изменчивости на востоке моря Уэдделла.

Выделение энергоактивных районов по признаку максимального внешнего теплового баланса поверхности океана свидетельствует о том, что это, прежде всего, районы наиболее интенсивного теплового воздействия океана на термодинамику и циркуляцию атмосферы. Однако динамическое воздействие атмосферы на поверхность океана также неоднородно. В работе В. В. Тимонова [14] имеется указание на то, что поле межсезонной изменчивости течений верхнего 200-метрового слоя Северной Атлантики состоит из целого ряда очагов повышенной изменчивости, которые отражают районы наиболее сильного воздействия атмосферы на циркуляцию верхнего слоя океана. Очагами динамического взаимодействия океана и атмосферы являются также устойчивые в пространстве зоны динамического апвеллинга, особенно хорошо развитые в субтропических и тропических районах на восточных окраинах океанов.

Концепция энергоактивных районов позволяет существенно конкретизировать исследования в области крупномасштабного взаимодействия и долгосрочного прогноза состояния океана и атмосферы. Основным показателем теплового влияния океана на атмосферную циркуляцию и погоду становятся аномалии температуры воды в его энергоактивных районах. Помимо этого крупные аномалии температуры воды, возникающие в энергоактивных районах, затем перераспределяются течениями и формируют крупномасштабные черты поля температуры всего океана. Последнее подтверждают, в частности, результаты работы [16] где показано, что в Северной Атлантике крупномасштабные колебания поля температуры воды проявляются отчетливее всего в норвежском и ньюфаундлендском очагах взаимодействия океана и атмосферы. Таким образом, энергоактивные районы можно рассматривать как ключевые объекты в проблеме долгосрочного прогноза состояния системы океан-атмосфера.

Примером реализации идеи энергоактивных районов в целях долгосрочного прогноза погоды и колебаний климата является развитие аппарата сопряженных уравнений, который позволяет эффективно решать проблему построения функций влияния для каждой области земного шара [5, 6].

На базе упомянутых исследований была сформулирована программа «Разрезы», которая предусматривает развитие слежения за состоянием океана (мониторинг) с целью определения и изучения зон наиболее активного взаимодействия океана и атмосферы, построение глобальных термодинамических полей в океане, разработку теории климата и методов долгосрочного прогноза состояния океана и атмосферы [6, 18].

В качестве одного из возможных путей решения задач долгосрочного прогноза, выдвинутых в программе «Разрезы», следует назвать физико-статистическое моделирование крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. Результаты физико-статистического моделирования, т. е. построения статистических моделей процессов на основе анализа многолетних наблюдений, можно использовать двояко. Во-первых, для параметризации процессов, имеющих сложную пространственно-временную структуру, в математических моделях взаимодействия океана и атмосферы. Чаще всего — это подсеточные процессы обмена в пограничных слоях. Примером такого подхода могут служить работы [8, 9], в которых ставится задача использования асинхронных статистических связей между количеством облачности над океаном и последующим развитием синоптических процессов в атмосфере для параметризации теплообмена между океаном и атмосферой в гидродинамической модели. Во-вторых, физико-статистическое моделирование имеет самостоятельную ценность как метод исследования и прогноза. В данном случае этот подход позволяет разбить сложную и замкнутую цепь взаимодействия различной природы на ряд сравнительно простых процессов, дать их статистическое описание и, главное, предложить схемы долгосрочного прогноза аномалий теплового состояния океана и атмосферы.

Рассмотрим один из вариантов физико-статистической модели крупномасштабного взаимодействия, который может быть положен в основу разработки долгосрочного прогноза [16].

В соответствии с выводами относительно существования оптимального интервала временного осреднения данных при анализе крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в модели рассматриваются сезонные процессы (двухмесячное или трехмесячное осреднение гидрометеорологических данных). В качестве первого этапа развития физико-статистической модели оценивались связи между аномалией температуры воды ΔT_w в так называемых информативных районах Северной Атлантики, которые совпадают с ньюфаундлендским и норвежским очагами взаимодействия, и полем аномалий ΔH_{500} на пространстве атлантико-европейского сектора северного полушария. Как показано в работе [16], высота изобарической поверхности 500 гПа является интегральным показателем теплового влияния океана на атмосферную циркуляцию.

Установлено, что в диапазоне сезонных процессов тепловое влияние океана на атмосферную циркуляцию осуществляется син-

хронно, т. е. наиболее высокие связи между $\Delta T_w(t)$ и $\Delta H_{500}(t+\tau)$ отмечаются при сдвиге во времени $\tau=0$. Это объясняется физическими особенностями трансформационных изменений полей температуры и давления атмосферы под влиянием внешних источников тепла. Таким образом, первый блок модели отражающий влияние океана на формирование аномалий атмосферной циркуляции, нельзя непосредственно использовать для прогноза погоды Необходим предварительный прогноз температуры воды в океане.

Второй блок физико-статистической модели, отражающий влияние атмосферных факторов на образование аномалий температуры воды в энергоактивных районах, вследствие значительной тепловой инерции океана, должен, по мнению автора [16], содержать асинхронные связи, которые сообщат всей модели взаимодействия прогностические свойства. В ходе разработки второго блока модели предполагается оценить влияние на формирование аномалий температуры воды в основных энергоактивных районах Северной Атлантики следующих факторов:

— аномалий облачности, регулирующих поступление солнечной радиации в деятельный слой океана;

— аномалий переноса воздушных масс над океаном, характеризующих одновременно колебания теплоотдачи океана и интенсивности дрейфовых течений;

— аномалий дивергенции в атмосфере, способствующих возникновению динамического апвеллинга.

Особое внимание следует уделить влиянию переноса тепла течениями на формирование аномалий температуры воды. Перечисленные выше характеристики описывают локальные процессы изменения теплосодержания водных масс, но не учитывают крупномасштабной меридиональной адвекции тепла, которая осуществляется в системе главных течений. Как показывают численные [4] и натурные эксперименты [11], роль меридионального переноса тепла течениями, особенно в умеренных и высоких широтах, исключительно велика. Так, результаты национального натурного эксперимента «ПОЛЭКС—Север-76» позволяют сделать вывод о том, что перенос тепла течениями в океане является важным источником поступления его в атмосферу в районе эксперимента и дальнейшего переноса атмосферными потоками на восток, в том числе и в пределы Европейской территории СССР [11]. Это означает, что меридиональная адвекция тепла в океане играет большую роль в формировании аномалий температуры воды в исследуемых энергоактивных районах Северной Атлантики.

Для учета крупномасштабной адвекции во втором блоке прогностической модели целесообразно использовать асинхронные статистические связи между аномалиями температуры воды и расходами основных течений на стандартных гидрологических разрезах.

Примеры сопоставления расходов Гольфстрима на разрезе по 36° с. ш. и расходов Северо-Атлантического течения на фареро-

шетландском разрезе с аномалиями температуры воды в ньюфаундлендском и норвежском очагах взаимодействия океана и атмосферы можно найти в работах [2, 16]. На материале 1971—1974 гг. получено довольно хорошее соответствие колебаний этих характеристик, что позволяет надеяться на успешное применение такого рода связей во втором блоке прогностической модели.

Таким образом, физико-статистическая модель крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в пределах атлантико-европейского сектора северного полушария предполагает установление асинхронных связей для прогноза аномалий температуры воды в энергоактивных районах с достаточно большой заблаговременностью, а затем использование этих прогнозов для прогностической реализации полученных ранее синхронных связей между аномалиями температуры воды и аномалиями погоды Евразии.

Рассмотрим теперь некоторые результаты анализа статистических связей аномалии температуры воды в Северной Атлантике с влияющими факторами, т. е. результаты построения второго блока физико-статистической модели. Поскольку работа в этом направлении в ЛГМИ начата недавно, приведенные ниже результаты следует рассматривать как предварительные.

Примером анализа статистических связей, предназначенных для долгосрочного прогноза температуры воды в океане, может служить анализ зависимости аномалий температуры воды от аномалий облачности, которая является одним из основных звеньев прогностической модели крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, описанной выше.

Для оценки данной зависимости рассмотрим временные ряды наблюдений за температурой поверхности воды T_w и общим количеством облаков S на судах погоды в Северной Атлантике с 1951 по 1970 гг. В целях исключения внутрисезонных колебаний облачности и температуры временные ряды средних месячных значений T и S, имеющиеся в нашем распоряжении, были подвергнуты скользящему трехмесячному осреднению. Аномалии коррелируемых величин (ΔT_w и ΔS) были получены путем отклонения средних трехмесячных значений T_w и S, которые мы далее будем называть сезонными, от норм, вычисленных за тот же период времени.

Далее для каждого судна погоды строилась взаимно-корреляционная матрица аномалий температуры и облачности следующим образом. Отдельно для каждого месяца года t рассчитывались взаимно-корреляционные функции r_{xy} сглаженных значений $\Delta S(t)$ и $\Delta T_w(t+\tau)$, где τ — временный сдвиг от 0 до 8 мес. Доверительный предел отдельных значений взаимно-корреляционной функции r_{xy} при 5%-ном уровне значимости равен 0,45, так как коррелировалось 20 пар значений $\Delta S(t)$ и $\Delta T_w(t+\tau)$. Совокупность взаимно-корреляционных функций r_{xy} для различных исходных месяцев t является взаимно-корреляционной матри-

цей, которая дает представление о степени влияния аномалий облачности на формирование аномалий теплового режима поверхности океана в течение всего года и при различных временных сдвигах τ.

На рис. 3 приведены две наиболее характерные матрицы для судна погоды I, находящегося на северной периферии Северо-Атлантического течения, и судна погоды D, расположенного в динамически активном районе дельты Гольфстрима. Рассматривая

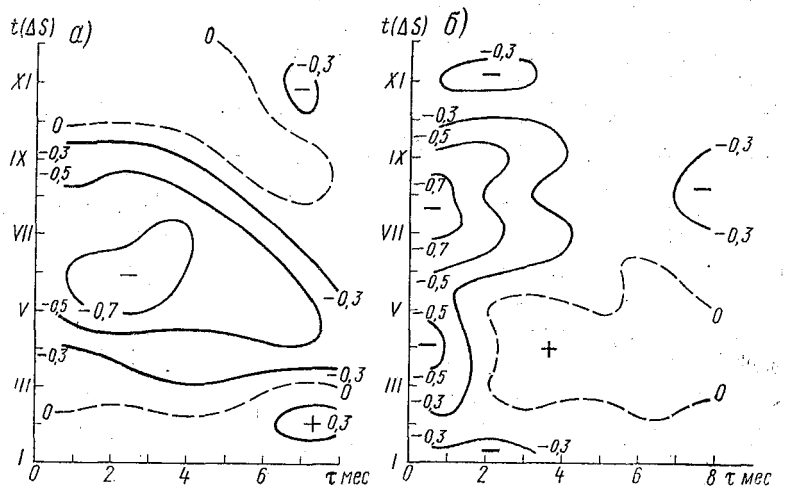

Рис. 3. Взаимно-корреляционные матрицы сезонных значений аномалий общего количества облачности $\Delta S(t)$ и аномалий температуры воды $\Delta T_w(t+\tau)$ в точках наблюдения судов погоды I (*а*) и D (*б*).

эти матрицы, можно сделать ряд выводов о характере связей между ΔS и ΔT_w и их возможном прогностическом использовании.

Прежде всего отметитм, что преобладание отрицательных связей между ΔS и ΔT_w соответствует современным представлениям о механизме формирования температурного режима деятельного слоя океана под влиянием аномалий облачности в средних широтах, а именно — увеличение облачности ($\Delta S > 0$) приводит к уменьшению радиационного баланса поверхности океана и к образованию отрицательных аномалий температуры воды ($\Delta T_w < 0$). При отрицательных аномалиях облачности ($\Delta S < 0$), напротив формируются очаги $\Delta T_w > 0$.

Этот вывод является не таким тривиальным, как может показаться. Дело в том, что в тропической и экваториальной зонах океана облачность (ее количество, форма и аномалии) становится функцией температуры океана, а не наоборот. В этих районах статистические связи между ΔS и ΔT_w должны быть уже прямыми. Так, в работе [19] показано, что экваториальные облачные

массы, известные под названием «скоплений» или «кластеров», образуются преимущественно над относительно теплыми частями океанов. Над холодными водными массами облаков мало или они не образуются вообще. Найдены также прямые связи между температурой поверхности океана в тропической зоне и количеством выпадающих осадков.

Таким образом, можно предполагать наличие, по крайней мере, двух глобальных океанических областей, в которых связи между ΔS и ΔT_w принципиально различны: тропическая область

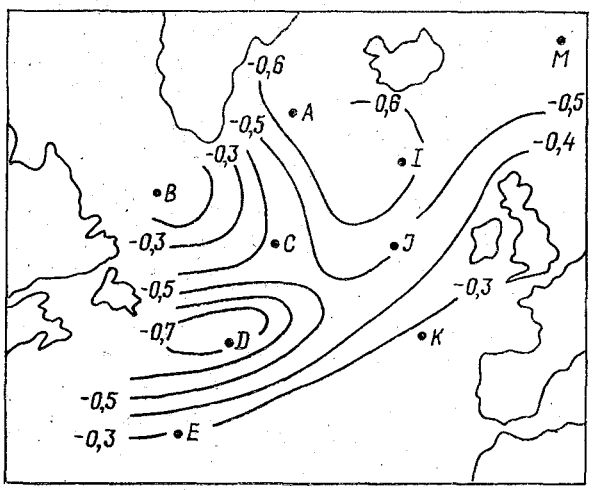

Рис. 4. Синхронная корреляция сезонных значений аномалий общего количества облачности и температуры воды в июле.

с прямыми связями и среднеширотная область с обратными связями. Пограничная зона между ними должна характеризоваться, естественно, отсутствием зависимости между аномалиями облачности и температуры поверхности океана.

Доказательством этого утверждения в определенной степени может служить карта пространственного распределения коэффициентов синхронной корреляции между ΔS и ΔT_w по акватории Северной Атлантики в июле (рис. 4). На карте отчетливо видно уменьшение тесноты статистической связи между ΔS и ΔT_w в южном направлении. Причем зона максимальных градиентов лежит вблизи гидрологического фронта, разделяющего центрально-атлантическую водную массу и холодные воды северо-запада Атлантики. Очевидно, общее уменьшение отрицательных статистических связей между аномалиями облачности и температуры воды на юге умеренных широт подчиняется в деталях гидрологической структуре океана. Данная особенность безусловно заслу-

живает более подробного изучения, что будет возможно при получении данных об облачности в тропической и экваториальной зонах океана.

Отрицательный знак связи между ΔS и ΔT_w в умеренных широтах Атлантического океана означает, кроме того, что облачность и тепловое состояние океана являются такими компонентами системы океан-атмосфера, которые вполне могут вызвать в ней возникновение автоколебательных процессов.

Следующей особенностью взаимно-корреляционных матриц $\Delta S(t)$ и $\Delta T_w(t+\tau)$ является существенное увеличение тесноты статистических связей в теплом полугодии. Так, по данным судна погоды *I* (рис. 3, *а*) при сдвигах τ от 0 до 4 мес. коэффициенты корреляции составляют по модулю: для исходного месяца января 0,15—0,23, для исходного месяца июня 0,60—0,74. Аналогичная закономерность характерна и для всех других исследованных точек Атлантического океана, в которых связь между $\Delta S(t)$ и $\Delta T_w(t+\tau)$ проявляется достаточно четко.

Значительную сезонность статистических связей можно объяснить в данном случае годовым ходом радиационного баланса и толщины верхнего квазиоднородного слоя в умеренных широтах океана. Именно летом, когда радиационный баланс поверхности океана максимален, а толщина квазиоднородного слоя минимальна, аномалии облачности и радиационного баланса могут эффективно влиять на теплосодержание верхнего слоя океана и, следовательно, на температуру его поверхности.

Анализируя сезонные особенности взаимно-корреляционных матриц в прогностическом плане, можно сделать заключение, что аномалии облачности следует применять в качестве предиктора аномалий температуры воды при прогнозах на вторую половину года, вплоть до декабря.

Различия в структуре взаимно-корреляционных матриц для судов погоды *I* и *D* иллюстрируют также влияние динамики океана на зависимость $\Delta T_w(t+\tau)$ от $\Delta S(t)$. Затухание связи между $\Delta S(t)$ и $\Delta T_w(t+\tau)$ при увеличении временного сдвига τ в точке *D* происходит примерно в два-три раза быстрее, чем в точке *I*. Например, если рассматривать в качестве исходных три летних месяца (июнь—август), то в точке *I* коэффициенты взаимной корреляции уменьшаются по модулю до 0,50 при сдвиге $\tau=4\div6$ мес., а в точке *D* аналогичное уменьшение достигается уже при сдвиге $\tau = 2$ мес. Напомним, что точка *D* расположена в динамически активном районе дельты Гольфстрима, где велики адвективные изменения температуры воды за счет больших скоростей переноса, меандрирования течений и близости гидрологического фронта. В точке *I* динамические факторы изменения температуры, по-видимому, менее выражены, и инерционность связи между $\Delta S(t)$ и $\Delta T_w(t+\tau)$ здесь больше.

Таким образом, эффективность облачности как предиктора в схемах долгосрочного прогноза ΔT_w определяется динамикой

океана в точке прогноза, конечно, если рассматривать облачность именно в этой точке, как сделано в данной работе. Для увеличения заблаговременности прогноза ΔT_w в динамически активных районах океана следует привлекать данные по облачности над достаточно большой акваторией, учитывая направление генерального переноса водных масс.

Пример с облачностью, особенно последнее замечание относительно привлечения данных с больших акваторий, показывает, что традиционный источник данных в Атлантическом океане — суда погоды, — уже не может удовлетворять требованиям исследований по крупномасштабному взаимодействию. Необходимо искать другие источники информации, обеспечивающие не только охват больших акваторий, но и большее пространственное разрешение полей гидрометеорологических элементов в океане. Несомненными достоинствами в этом плане обладает массовая информация судов, ведущих попутные наблюдения. Обработка этих наблюдений во ВНИИГМИ МЦД за последние 20 лет сделала их ценным источником данных для изучения различных сторон крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. Но главным источником информации должны стать, по-видимому, данные спутниковых наблюдений наряду с экспериментальными наблюдениями в энергоактивных зонах Мирового океана, проводимых в соответствии с программой «Разрезы».

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас теплового баланса океанов. — Севастополь, МГИ АН СССР, 1970. — 220 с.
2. Барышевская Г. И. О связи динамических процессов в западной части Северной Атлантики с термическим режимом. — Труды ГОИН, 1976, вып. 131, с. 67—73.
3. Малинин В. Н., Смирнов Н. П. К исследованию очагов теплоотдачи в Северной Атлантике. — Труды ААНИИ, 1977, т. 362, с. 58—70.
4. Манабе С., Брайен К. Климат и циркуляция океана. Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 192 с.
5. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 303 с.
6. Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Дымников В. П. Некоторые проблемы теории климата. — Итоги науки и техники, серия Метеорология и климатология, т. 7, 1981. — 103 с.
7. Монин А. С. О предсказуемости синоптических процессов. — Метеорология и гидрология, 1969, № 1, с. 14—20.
8. Мусаелян Ш. А. Проблема параметризации процесса передачи лучистой энергии Солнца системе океан—атмосфера и долгосрочный прогноз. — Метеорология и гидрология, 1974, № 10, с. 9—19.
9. Мусаелян Ш. А., Угрюмов А. И., Задорожная Т. Н. Об асинхронных связях между аномалиями облачности над океаном и аномалиями температуры на континенте. — Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 177, с. 41—59.
10. Николаев Ю. В. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы и проблемы долгосрочных метеорологических прогнозов. — Труды ААНИИ, 1977, т. 347, с. 4—28.

11. Николаев Ю. В., Смирнов Н. П. Проблемы крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1981, вып. 57, с. 60—64.
12. Семенов В. Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на Европейской территории СССР. — Л.: Гидрометеоиздат, 1960. — 148 с.
13. Смирнов Н. П. К вопросу о многолетних колебаниях температуры поверхностных вод Северной Атлантики. — Труды ПИНРО, 1966, вып. 17, с. 17—24.
14. Тимонов В. В. Очаги взаимодействия океана и атмосферы. — Труды ЛГМИ, 1970, вып. 32, с. 69—75.
15. Трешников А. Ф., Максимов И. В., Баранов Г. И., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П., Тимохов Л. А. Центры действия атмосферы и океана. — ДАН СССР, 1973, т. 212, № 4, с. 860—863.
16. Угрюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоиздат 1981. — 176 с.
17. Ackley S. F. A review of sea — ice — weather relationships in the Southern Hemisphere. — Proceeding of the Canberre Symposium. December, 1979.
18. Report of the 15-th Session of the Joint Organizing Committee. Dubrovnik, 28 February — 6 March 1979. ICSU—WMO, Geneva, 1979, 44 pp., Annexes.
19. Saha K. Mean cloud distribution over tropical ocean. — Tellus, 1971, vol. 23, № 2, pp. 183—195.

УДК 551.509

В. И. ВОРОБЬЕВ, Р. П. РЕПИНСКАЯ

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ЧИСЛЕННЫХ СХЕМ ДЛЯ ПРОГНОЗА ЛОКАЛЬНОЙ ПОГОДЫ

В последние десятилетия основным направлением научных исследований в области краткосрочного прогноза погоды является разработка численных (гидродинамических) схем прогноза полей метеовеличин. Однако, несмотря на большие усилия, предпринимаемые учеными-метеорологами всего мира, численные схемы еще далеки от совершенства. Как правило, они не предусматривают прогноза локальных характеристик погоды: приземного ветра, экстремальных температур, количества и высоты нижней границы облачности, особых явлений погоды и так далее [2]. В схемах, предусматривающих предвычисление полей влажности и некоторых других характеристик в свободной атмосфере, прогноз чаще всего не дает хороших результатов. Наиболее успешны краткосрочные прогнозы полей геопотенциала. Так, по современным отечественным схемам их относительная ошибка δ равна

0,60—0,70 [2, 3], и можно считать, что задача краткосрочного прогноза полей геопотенциала в свободной атмосфере в первом приближении решена. Однако для прогноза различных характеристик локальной погоды необходимо, чтобы $\delta \leqslant 0{,}2$—$0{,}3$.

С целью повышения качества численных прогнозов полей приземного давления и движения воздуха были разработаны схемы [7], учитывающие в качестве дополнительных данных трехчасовые изменения давления, содержащие важную информацию о тенденции развития барических образований, являющихся носителями погоды, а также схемы, основанные на нефильтрованных (полных) уравнениях динамики атмосферы в различных системах координат [2]. Однако и в этих схемах прогноз распределения метеовеличин в пограничном слое атмосферы (ПСА), необходимых для прогноза собственно погоды, неудовлетворителен. Причины заключаются в недостаточно корректном учете мощного термодинамического воздействия подстилающей поверхности на прилегающие слои воздуха, малом пространственном разрешении разностных аппроксимаций дифференциальных уравнений численных моделей, а также частом отсутствии данных наблюдений за ветром и крупных ошибках, содержащихся в этих данных. Не преодолены также некоторые трудности математического характера, связанные с интегрированием полных уравнений приближенными методами. Разработки численных моделей, предусматривающих прогноз локальной погоды, сейчас только начинаются и еще не привели к существенным результатам. Поскольку ни одна из ныне действующих динамических моделей не адекватна реальной атмосфере, то вопрос статистической коррекции фоновых численных прогнозов и интерпретации их результатов в терминах локальной погоды является по существу одной из важнейших задач метеорологической прогностики. Необходимость интенсивной разработки методов прогноза локальной погоды диктуется потребностями различных отраслей народного хозяйства в надежных прогнозах погоды, которые обеспечат оптимальную стратегию действий каждого потребителя.

Таким образом, в последнее время в распоряжении синоптика имеются более или менее надежные прогностические карты распределения давления на уровне моря и на высотах, получаемые по разным численным схемам и зачастую заметно отличающиеся друг от друга. В связи с этим возникают два вопроса: каким картам отдавать предпочтение и как наиболее эффективно использовать прогностические карты? Очевидно, что первый вопрос может быть решен только на основе опыта прогнозирования в данном регионе. Однако ясно, что применение карт, получаемых с помощью численных схем, только для оценки ожидаемого синоптического положения, как это делается сейчас в большинстве метеоподразделений, хотя и важно, но вряд ли оправдывает большие затраты на их расчет, построение и передачу. Поэтому в последние годы существенно усилилось внимание к вопросам практи-

ческого использования результатов численного прогноза полей некоторых метеовеличин (в первую очередь — геопотенциала и вертикальных движений) при прогнозе других погодных характеристик, которые не предвычисляются или результаты прогноза которых оказываются неудовлетворительными. В научных исследованиях по этой теме в настоящее время используются две концепции.

Первая из них основана на методе «совершенных прогнозов» (Perfect Prognoses Method — PP). Суть его заключается в том, что между предикторами и предиктантами, вычисляемыми по данным наблюдений (тренировочная выборка), оценивается синхронная статистическая связь. При использовании на практике эта связь применяется к результатам численной модели, чтобы получить оценку предиктанта [10]. Преимущества такого подхода заключаются в следующем: уравнения регрессии строятся на основе фактического материала за большой период времени; качество прогнозов характеристик локальной погоды повышается вместе с повышением качества используемых численных прогнозов; при внедрении в практику новой численной модели пересчета уравнений регрессии не требуется. Главным недостатком принципа PP является неучет ошибок используемой модели.

Второй метод называется «статистика результатов модели» (Model Output Statistics — MOS) и заключается в определении статистических связей предиктант — предикторы «на выходе» из численной модели [10]. Здесь прогностическая способность модели учитывается оптимальным образом, в результате чего при повышении достоверности численных прогнозов повышается и качество их статистической интерпретации. Однако использование этой концепции связано с преодолением двух основных трудностей: любые перестройки численной модели приводят к снижению эффективности прогнозов с помощью построенных ранее уравнений регрессии; для пересчета уравнений требуется накопление достаточно представительных выборок продукции новой численной модели. Таким образом, методы PP и MOS хотя и идентичны по используемому статическому аппарату, но принципиально различаются способами формирования обучающих выборок. Однако, как показала апробация названных концепций на практике, система MOS дает заметно лучшие результаты [10, 12, 13, 14].

Наиболее широко исследования по использованию продукции численных схем для прогноза приземной погоды поставлены в США, Швеции, Японии, ГДР, Норвегии, Франции, Польше и в СССР. В некоторых странах они вышли из стадии эксперимента. Например, в США в настоящее время действует наиболее развитая система статистической интерпретации численных прогнозов, разработанная под руководством В. Клейна и Г. Глана [14] на основе концепции MOS. Созданы и используются в оперативной практике методики прогноза экспериментальных приземных

температур, ветра, влажности, общей облачности и высоты ее нижней границы, вероятности выпадения осадков и их количества, некоторых опасных явлений погоды, видимости и других элементов погоды. Предикторы (геопотенциальная высота, толщина слоя, ветер, температура, влажность, индекс устойчивости, вихрь, дивергенция, вертикальная скорость для различных уровней и сроков прогноза и др.) оцениваются по шестиуровенной модели Ф. Шумана и Дж. Ховермейла, основанной на полных уравнениях, и по модели трехмерных траекторий Р. Рипа [2, 14]. Методика прогнозирования постоянно совершенствуется за счет внедрения более эффективных численных схем и увеличения объема архивных выборок, что приводит к повышению устойчивости уравнений регрессии. Прогностические уравнения для ряда величин (температуры, ветра, количества облаков и др.) строятся для 254 станций по срокам прогноза и каждому сезону. Для прогноза редких явлений (осадков, гроз, швалов, тропических циклонов и др.) строятся обобщенные уравнения регрессии по отдельным регионам. Результаты локальных прогнозов, разрабатываемых на ЭВМ по этой схеме, передаются по фототелеграфу и используются во всех местных бюро погоды. Такие прогнозы по успешности в целом не уступают синоптическим прогнозам.

Не останавливаясь на схемах статистической интерпретации численных прогнозов, создаваемых в других зарубежных странах, отметим, что в СССР пока нет системы централизованной разработки подобных локальных прогнозов, и синоптики могут располагать только факсимильными прогностическими картами геопотенциала и вертикальных токов на 24—36 часов, а также прогностическими картами приземного давления. Эти карты чаще всего используются для оценки ожидаемой синоптической ситуации и адвективных изменений значений метеовеличин на высотах и у подстилающей поверхности. Кроме того, их использование предусматривается при прогнозе: количества обложных и ливневых осадков и продолжительности последних; уровня максимального ветра и других характеристик состояния атмосферы. В ГМЦ СССР под руководством А. И. Снитковского [12, 13] разработаны в соответствии с принципами MOS и проходят оперативное испытание методики прогноза экстремальных температур по Москве и Московской области на срок 24—72 часа. Анализ ансамбля потенциальных предикторов, рассматривавшихся при этом, показывает, что автор [12, 13] стремится в максимальной степени использовать опыт синоптика. Оставляя в стороне вопрос о сложности расчета некоторых тест-предикторов «на выходе» из численной модели, следует признать выбранное направление правильным. Действительно, достаточно вспомнить, что использование некоторых традиционно синоптических видов информации в численных моделях привело к заметному повышению качества прогнозов полей давления у подстилающей поверхности и на нижних тропосферных уровнях [7]. Имеются сведения, что в различных

бюро погоды также делаются попытки использовать продукцию численных моделей в статистических схемах прогноза некоторых характеристик локальной погоды.

Итак, даже на сегодняшний день использование в прогностических целях результатов краткосрочного численного прогноза в нашей стране по-прежнему является весьма ограниченным. Научные исследования, посвященные этому вопросу, начаты недавно и ведутся недостаточно целенаправленно и организованно. Вместе с тем следует отметить, что кафедра метеорологических прогнозов ЛГМИ обратила внимание на актуальность этого направления еще в начале 70-х годов и включила в план НИР 10-й пятилетки инициативную тему по разработке методики комплексного использования численных прогнозов погоды на различные сроки по территории СЗ ЕТС. Основной целью этого исследования явилась разработка опытных методик краткосрочного прогноза характеристик погоды на основе широкого использования результатов численных прогнозов геопотенциала и вертикальных токов в единой системе прогнозирования. Отсутствие систематического архива прогностических карт вызвало большие затруднения в применении концепции MOS, поэтому ряд разработок был проведен по системе совершенного прогноза. Кратко остановимся на некоторых результатах этой работы.

При исследовании возможностей использования продукции оперативной квазигеострофической схемы Ильина—Руховца [7] для прогноза ветра были применены два подхода. Первый подход основан на оценках статистических связей ожидаемого реального и геострофического ветра. Эта часть исследований выполнялась одним из авторов данной работы. Предикторами послужили: зональная и меридиональная составляющие прогностического геострофического ветра у поверхности земли и на уровне H_{700}, вертикальный сдвиг ветра и адвекция температуры в слое 1000—700 гПа, лапласиан H_{1000} и характеристика, учитывающая влияние рельефа. Для ряда станций Северо-Западного региона были построены уравнения регрессии. Расчеты показали, что статистическая коррекция прогностического геострофического ветра приводит к уменьшению средней абсолютной ошибки на уровне H_{1000} до 1,5 м/с, а на H_{850} — до 1,2 м/с. Наибольший практический интерес представляют результаты прогноза приземного ветра. Средняя по указанной территории абсолютная ошибка оказалась равной около 3 м/с, что несколько больше, чем получено [12] для Москвы и Московской области (около 2 м/с). Это связано с тем, что архивные данные о приземном ветре снимались с синоптических карт, а не брались из телеграмм.

Второй подход к прогнозу приземного ветра разработан А. В. Дикинисом и основан на использовании малопараметрической модели бароклинного ПСА. С привлечением численных прогностических данных рассчитывается осредненный по толщине ПСА ветер, который затем экстраполируется на уровень флюгера.

Методика внедрена в Ленинградском бюро погоды. Средняя ошибка суточного прогноза скорости ветра равна 3 м/с, относительная ошибка 0,46, ошибка по направлению 36° [5].

Большой удельный вес в суточном прогнозе имеют ожидаемые характеристики облачного покрова и, в первую очередь, сведения о количестве облачности. Здесь также было реализовано два подхода. Первый из них основан на использовании в качестве исходных данных дискретных наблюдений на станциях, а второй — на использовании осредненных по большим площадям спутниковых данных о количестве общей облачности. Второй подход, разработанный В. И. Воробьевым и Н. А. Новиковой, и полученные результаты обсуждаются в специальной статье, помещенной в данном сборнике. Исследования по первому направлению проводились под руководством Б. Д. Панина. Методика прогноза основана на сочетании методов множественной регрессии и корреляции гармоник [8]. Последний используется для уточнения результатов, полученных по уравнениям регрессии, и позволяет перейти от локального прогноза неконвективной облачности к прогнозу поля облачности над ограниченной территорией. При формировании системы придикторов учитывались, с одной стороны, возможности экспериментальной численной схемы, созданной Б. Д. Паниным и Е. Т. Никоновой [9] и позволяющей прогнозировать геопотенциал, вертикальные токи, влажность и температуру в свободной атмосфере. С другой стороны, учитывались возможности оперативных потребителей прогностической информации, передаваемой по ФТАК. Выбор предикторов осуществлялся, исходя из следующих соображений: неконвективная крупномасштабная облачность тесно связана с определенными синоптическими объектами, располагается в области циклонов и ложбин в зонах упорядоченных восходящих движений на атмосферных фронтах; горизонтальные размеры облачных массивов соизмеримы с размерами барических образований, а вертикальные — составляют несколько километров, поэтому предикторы могут быть определены с горизонтальным разрешением порядка сотен километров и вертикальным — 1—2 км. На основе продукции численной схемы Панина—Никоновой [9] вычислялись следующие предикторы: лапласиан H_{850}, дивергенция ветра в слое 850—700 гПа, дефицит точки росы на уровне H_{850} и разность температур в слое 1000—850 гПа. Средняя абсолютная ошибка прогноза составила 2—3 балла. При использовании продукции схемы Ильина—Руховца [7] предикторами послужили: толщины слоев H_{1000}^{850} и H_{850}^{700}, лапласиан H_{850} и адвективные изменения температуры на уровне H_{850}. Оказалось, что точность прогнозов невелика и ошибки расчетов могут достигать 3 — 4 баллов, поэтому результаты прогноза уточняются методом корреляции гармоник. С этой целью выборки, полученные по уравнениям регрессии и фактических полей облачности, аппроксимируются двойными рядами Фурье. Далее между одноименными параметрами

разложения устанавливается линейная статистическая связь, параметры которой используются для расчета коэффициентов разложения за пределами выборки. Таким образом получаются уточненные гармонические компоненты прогностического поля. Их синтез дает уточненное поле количества неконвективной облачности. Предварительная оценка методики для сеточной области 3×4 с шагом 150 км дала уменьшение ошибки прогноза количества облачности на 1—2 балла. Представляется, что дальнейшее повышение качества прогнозов количества облачности можно ожидать, если вместо формальной аппроксимации полей двойными рядами Фурье использовать разложение по эмпирическим ортогональным функциям [1], формы которых определяются, исходя из особенностей статистической структуры рассматриваемой совокупности полей.

Из сказанного выше можно сделать вывод о том, что практическое использование результатов численных прогнозов по отечественным схемам в настоящее время действительно весьма ограничено и, по крайней мере, в ближайшем будущем их можно будет рационально использовать для прогноза локальной погоды только в комплексе с синоптическими и статистическими методами. В нашей стране эта работа находится на начальном этапе. Соответствующие методики могут разрабатываться централизованно в крупных прогностических центрах, где к их созданию может быть привлечена существенно большая и более качественная прогностическая информация по сравнению с той, которая поступает в оперативные подразделения, наиболее остро нуждающиеся в точных прогнозах характеристик приземной погоды. Сами прогнозы также должны разрабатываться в этих центрах и передаваться на места. Очевидно, для этого требуется большая оперативная вычислительная работа на современных ЭВМ. Кроме того, необходима постоянная работа по совершенствованию методик, связанная с введением в оперативную практику новых, более совершенных численных схем. Такой подход к решению проблемы требует существенной реорганизации всей системы прогностической работы. В принципе возможен и другой путь: методики разрабатываются в крупных метеоцентрах, обладающих мощными ЭВМ, а прогнозы — в метеоподразделениях. Однако для этого необходимо снабжать подразделения более качественной, чем фиксимильные карты, и более обширной прогностической информацией. В идеале система обмена информацией должна быть построена на связанных друг с другом ЭВМ, чтобы прогнозист периферийного центра мог вывести на экран дисплея из памяти ЭВМ ГМЦ любую прогностическую карту требуемого территориального охвата или любой цифровой прогностический материал, из которого он может почерпнуть необходимые данные для разработки прогноза погоды по своему региону. Этот подход требует уже коренной технической перестройки системы гидрометобеспечения народного хозяйства. И, наконец, есть третий путь,

основанный на использовании «традиционной» прогностической информации, получаемой по ФТАК и телеграфу, перечень и состав которой можно изменить в соответствии с методиками комплексного использования численных, статистических и синоптических методов прогноза, которые будут разработаны в региональных центрах. Этот путь в ближайшие годы, пожалуй, наиболее реален.

Большие надежды возлагаются на существенное повышение качества численных прогнозов и расширение перечня успешно прогнозируемых метеорологических полей и характеристик. Повышение оправдываемости численных прогнозов без совершенствования самой схемы может быть достигнуто только на основе применения более совершенных ЭВМ с большим быстродействием, с лучшей системой получения и усвоения данных, позволяющей использовать с помощью дисплея диалог «человек—машина». В этом случае синоптиком проводится разумное исправление ошибок в исходной информации в плохо освещенных в метеорологическом отношении районах. Все это делается на основе знания развития синоптических процессов, использования спутниковой информации и других данных и существенно повышает качество объективного анализа метеорологических полей и, следовательно, прогноза. Как показал М. И. Юдин [15], заметного уточнения численных прогнозов можно добиться также путем учета их групповых ошибок. Вместе с тем следует иметь ввиду, что надежды на быстрый прогресс успешности численных прогнозов, высказанные в начале 70-х годов ведущими учеными в специальном докладе Президиуму АН СССР [6], пока оправдались не полностью. Так, в докладе [6] указывалось, что уменьшение относительной ошибки прогнозов в два раза произойдет за 10—15 лет. Однако в действительности этого достичь не удалось: относительная ошибка прогноза геопотенциала по отечественным схемам в начале 70-х годов составляла 0,65—0,75, а в 1979 г. — 0,60—0,70 [4]. Сказанное позволяет утверждать, что дальнейшее наиболее существенное повышение качества локальных прогнозов погоды может быть получено на пути комплексации результатов численного, статистического и синоптического прогнозов. Такой подход в определенной мере повысит весомость численных прогнозов в общей системе прогнозирования погоды.

Для проведения дальнейших работ в этом направлении необходимо большое количество прогностических материалов, поэтому кафедрой метеорологических трогнозов уже начато создание банка основного систематизированного цифрового прогностического материала и прогностических карт. Выполнение инициативной темы в 10-й пятилетке позволило сформулировать и поставить на 11-ю пятилетку аналогичную тему, главной задачей которой является обеспечение Северо-Западного региона оперативными методиками краткосрочного прогноза важнейших характеристик погоды, основанными на комплексном использовании численных, статистических и синоптичексих методов. В частности,

в исследованиях по статистической интерпретации численных прогнозов в терминах локальной погоды в настоящее время осуществляется расширение системы виртуальных предикторов и применяются различные способы аналитического представления метеорологических полей. Предусматривается также селекция лучших предикторов из разных численных моделей с помощью современных методов отбора наиболее информативных из них.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. — Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
2. Белов П. Н. Численные методы прогноза погоды. — Л.: Гидрометеоиздат, 1975. — 392 с.
3. Белоусов С. Л., Беркович Л. В., Кричак С. О., Прессман Д. Я., Фукс-Рабинович М. С. и др. Оперативная модель численного прогноза метеоэлементов по северному полушарию. — Труды ГМЦ, 1978, вып. 212, с. 3—13.
4. Веселова Г. К., Угрюмов А. И., Чернова В. Ф., Букреева Л. А. О сравнительной оценке трех полусферных схем численного прогноза барического поля. — Инф. сб. ГМЦ, 1979, № 7, с. 3—30.
5. Воробьев В. И., Дикинис А. В., Яковлева Л. П. Результаты испытаний метода численного прогноза поля приземного ветра для территории Северо-Западного УГМС. — Инф. сб. ГМЦ, 1976, № 5, с 27—31.
6. Глобальные исследования атмосферы и прогноз погоды. — Доклад Президиуму АН СССР. ВЦ СО АН СССР, 1969. — 347 с.
7. Ильин Б. М., Орлова Л. С., Руховцев Л. В. Малопараметрическая модель прогноза поля геопотенциала и ее оперативные испытания. — Метеорология и гидрология, 1967, № 10, с. 15—21.
8. Мусаелян Ш. А., Чекирда А. З. О численной интерпретации информации об облачности, поступающей с метеорологических спутников. — Труды ГГО, 1964, вып. 166, с. 189—202.
9. Никонова Е. Т., Панин Б. Д. Численный прогноз полей метеорологических элементов с учетом неадиабатичности атмосферных процессов. — Труды ЛГМИ, 1974, вып. 51, с. 20—34.
10. Об интерпретации численных прогнозов для целей локального прогнозирования погоды. — Экспресс-информация. Метеорология. Обнинск, 1977, вып. 1 (48), с. 28—35.
11. Результаты испытаний различных способов и схем краткосрочного прогноза погоды. — Инф. сб. ГМЦ, 1978, № 6. — 88 с.
12. Снитковский А. И. Краткосрочный прогноз температуры воздуха, обложных осадков и ветра на основании прогностических карт давления. — Метеорология и гидрология, 1979, № 9, с. 5—15.
13. Снитковский А. И. К прогнозу температуры воздуха. — Метеорология и гидрология, 1980, № 12, с. 14—26.
14. Снитковский А. И., Сонечкин Д. М., Фукс-Рабинович М. С., Шаповалова Н. С. Система объективного краткосрочного прогноза явлений и элементов погоды в США. — Обзор. Серия метеорология. ВНИИГМИ — МЦД, Обнинск, 1978. — 35 с.
15. Юдин М. И., Кудашкин Г. Д. Учет групповых ошибок численных прогнозов как средство повышения их точности. — Труды 2-го Токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1971, с. 141—143.

УДК 551.509.313:551.515.4

Б. Д. ПАНИН, ЧАН ТАН ТЬЕН

ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ КУЧЕВОЙ КОНВЕКЦИИ В ЧИСЛЕННОЙ СХЕМЕ ПРОГНОЗА ПОГОДЫ ДЛЯ ТРОПИКОВ

Атмосферные процессы различных масштабов протекают во взаимодействии между собой. При этом происходит обмен энергией и импульсом, Каждая прогностическая модель обладает конечным разрешением, то есть описывает процессы в определенном участке спектра. Для учета влияния процессов за пределами этого участка спектра необходимо использовать параметризацию с помощью которой описывается взаимодействие процессов различных масштабов. Взаимодействие между кучевой конвекцией и крупномасштабными процессами играет большую роль в перераспределении энергии по вертикали, особенно в тропиках. В настоящее время существует три группы методов параметризации кучевой конвекции: методы конвективного приспособления (к. п.); методы, основанные на гипотезе условной неустойчивости второго рода, и методы, основанные на гипотезе конвективного переноса неявными плавучими элементами. Обзор этих методов излагается в [3].

В данной работе кучевая конвекция параметризуется по методу третьей группы. Рассмотрим i-е кучевое облако. Уравнения сохранения массы, бюджета энергии и влаги для i-го облака имеют вид:

$$\frac{\partial \sigma_i}{\partial t} = \varepsilon_i - \delta_i + \frac{\partial m_i}{\partial p}; \tag{1}$$

$$\frac{\partial \sigma_i S_i}{\partial t} = \varepsilon_i \bar{S} - \delta_i S_i + \frac{\partial m_i S_i}{\partial p} + L c_i; \tag{2}$$

$$\frac{\partial \sigma_i q_i}{\partial t} = \varepsilon_i \bar{q} - \delta_i q_i + \frac{\partial m_i q_i}{\partial p} - c_i; \tag{3}$$

$$\frac{\partial \sigma_i l_i}{\partial t} = -\delta_i l_i + \frac{\partial m_i l_i}{\partial p} + c_i - r_i, \tag{4}$$

где σ_i — часть площади, занятой i-м облаком; ε_i, δ_i — вовлечение и отток массы; l — водность; q — удельная влажность; L — скрытая теплота конденсации; $m_i = \sigma_i \omega_i$ — поток массы; $S_i = c_p T_i + \Phi_i$ — статическая энергия сухого воздуха; ω_i — аналог вертикальной скорости; Φ_i — геопотенциал; c_i — скорость конден-

сации водяного пара; r_i — скорость образования осадков; t и p — время и давление воздуха соответственно; c_p — удельная теплоемкость при постоянном давлении.

Чертой сверху обозначены средние величины, а индексом i — величины в облаке.

Исключая c_i из уравнений (2) и (3), получим уравнение для определения влажной статической энергии в i-м облаке (h_i)

$$\frac{\partial \sigma_i h_i}{\partial t} = \varepsilon_i \overline{h} - \delta_i h_i + \frac{\partial m_i h_i}{\partial p}, \tag{5}$$

где $h_i = S_i + Lq_i$.

В левых частях уравнений (1)—(5) стоят производные по времени от искомых величин. Эти производные определяются отношениями между искомыми величинами в данный момент времени и временем существования облака τ_i до данного момента. Для получения системы уравнений всего ансамбля облаков производится суммирование этих уравнений по всему ансамблю. После этого, как и в [7], вводится в рассмотрение среднее взвешенное по всему ансамблю значение h_c

$$h_c = \frac{\sum\limits_i m_i h_i}{\sum\limits_i m_i} = \frac{\sum\limits_i m_i h_i}{m_c}. \tag{6}$$

С помощью аналогичных выражений вводятся S_c, q_c и l_c. Далее предполагается, что

$$\sum_i \frac{\sigma_i(\tau_i)}{\tau_i} = \frac{\sigma}{\tau} = k, \tag{7}$$

где σ — часть площади, занимаемой ансамблем кучевых облаков; τ — некоторый период времени.

Согласно работе [6], параметр k можно определить по формуле

$$k = -\frac{\int\limits_{p_т}^{p_в} \left(\nabla h\vec{V} + \frac{\partial h\omega}{\partial p}\right) dp}{\int\limits_{p_т}^{p_в} (h_c - \overline{h})\, dp}, \tag{8}$$

где $\vec{V}$ — вектор горизонтальной скорости ветра; ∇ — оператор дивергенции; $p_в$ — уровень основания облаков; $p_т$ — уровень вершины ансамбля кучевых облаков, то есть уровень, где h_c равно $\overline{h}^*$. Предполагается, что в облаках имеет место насыщение водяным паром. Из этого условия следует [4]

$$q_i - \overline{q}^* = \frac{\gamma}{L(\gamma + 1)} (h_i - \overline{h}^*), \tag{9}$$

где

$$\gamma = \frac{L}{c_p}\left(\frac{\partial \overline{q}^*}{\partial T}\right)_p. \tag{10}$$

Звездочкой отмечены значения соответствующих величин при условии насыщения водяным паром.

С учетом этих предположений для ансамбля кучевых облаков получается следующая система уравнений:

$$k = \varepsilon - \delta + \frac{\partial m_c}{\partial p}; \tag{11}$$

$$kh_c = \varepsilon \overline{h} - \delta h_c + \frac{\partial m_c h_c}{\partial p}; \tag{12}$$

$$kl = -\delta l + \frac{\partial m_c l}{\partial p} + c - r; \tag{13}$$

$$q_c - \overline{q}^* = \frac{\gamma}{L(\gamma+1)}(h_c - \overline{h}^*). \tag{14}$$

Здесь через ε, δ, c и r обозначены суммарные значения соответствующих величин по всему ансамблю.

При выводе уравнений (12) и (13) были использованы следующие соотношения:

$$\delta h_c \approx \sum_i \delta_i h_i,$$

$$\delta l \approx \sum_i \delta_i l_i.$$

Для замыкания системы уравнений (11)—(14) используются следующие соображения и предположения. Ансамбль кучевых облаков состоит из облаков, имеющих одинаковые высоты оснований [6] и постоянные по высоте потоки массы [4]. Если предположить также, что боковые оттоки отсутствуют [5], то изменение потока массы по высоте в ансамбле зависит только от конечного оттока каждого облака. Это значит, что

$$\delta = \frac{\partial m_c}{\partial p}. \tag{17}$$

Из (11) и (17) имеем

$$k = \varepsilon. \tag{18}$$

На основании анализа данных наблюдений над Карибским морем Пирс и Риль [2] установили связь между скоростями крупномасштабных вертикальных движений $\overline{\omega}$ и опусканием воздуха между облаками $\widetilde{\omega}$

$$\widetilde{\omega} = \alpha \overline{\omega}, \tag{19}$$

где α — эмпирический коэффициент.

Воспользовавшись соотношением (19), с учетом предположения о постоянстве потока массы в каждом облаке, получим следующую зависимость между потоком массы в ансамбле кучевых облаков и крупномасштабной вертикальной скоростью:

$$m_c = \begin{cases} -(1-\alpha)\,\bar{\omega}_{max} & \text{при } p_в \leqslant p \leqslant p_{max}, \\ -(1-\alpha)\,\bar{\omega} & \text{при } p < p_{max} \text{ и } \bar{\omega} < 0, \end{cases} \tag{20}$$

где $\bar{\omega}_{max}$ — максимальное по абсолютной величине значение вертикальной скорости; p_{max} — уровень, где $\bar{\omega}$ достигает $\bar{\omega}_{max}$.

Что касается скорости образования осадков (r) и испарения жидких капель (e) в окружающей среде, то для их определения воспользуемся предположением [7]

$$r = f\,l, \tag{21}$$

$$e = \delta l, \tag{22}$$

где f — коэффициент пропорциональности.

Таким образом, система уравнений для определения характеристик ансамбля кучевых облаков замыкается. Для ее решения задаются следующие граничные условия:

$$h_c = \bar{h}^*(p_в) = \bar{h}^*_в \qquad \text{при } p = p_в, \tag{23}$$

$$h_c = \bar{h}^*(p_т) = \bar{h}^*_т \qquad \text{при } p = p_т, \tag{24}$$

$$l = 0 \qquad \text{при } p = p_в. \tag{25}$$

Условие (24) используется при определении уровня верхней границы ансамбля кучевых облаков.

Решение уравнения (12), удовлетворяющее условию (23), имеет вид

$$h_c(p) = \exp\left(\int_{p_в}^{p} \frac{k}{m_c}\,dp\right)\left[\bar{h}^*_в - \int_{p_в}^{p} \frac{k}{m_c} \exp\left(-\int_{p_в}^{p} \frac{k}{m_c}\,dp\right)\bar{h}\,dp\right]. \tag{26}$$

Профиль $h_c(p)$ в уравнении (26) определяется методом последовательных приближений. В качестве начального приближения задается постоянное значение h_c по высоте:

$$h_c(p) = \bar{h}^*_в. \tag{27}$$

После четырех итераций профиль $h_c(p)$ мало изменяется. Этот профиль используется для определения параметра k с помощью уравнения (8). Решение уравнения (13), удовлетворяющее условию (25), имеет вид

$$l(p) = -\exp\left(\int_{p_в}^{p}\left(\frac{k}{m_c} + \frac{f}{m_c}\right)dp\right)\int_{p_в}^{p} \frac{c}{m_c} \exp\left(-\int_{p_в}^{p}\left(\frac{k}{m_c} + \frac{f}{m_c}\right)dp\right)dp. \tag{28}$$

При известных h_c и l остальные характеристики ансамбля q_c, δ, r и e определяются из уравнения (14) и соотношений (17), (21) и (22) соответственно. Таким образом, все характеристики ансамбля кучевых облаков определяются через крупномасштабные значения метеовеличин во всех точках, где возникает кучевая конвекция. Условием возникновения кучевой конвекции является условная неустойчивость и положительная конвергенция влажной статической энергии в столбе единичного сечения.

Рассмотренная параметризация конвекции включена в тропический вариант прогностической модели «Синтез» [1], с помощью которой рассчитывались прогнозы на одни и двое суток. Основными уравнениями модели «Синтез» являются следующие:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + m\left(u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} + \omega\frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\partial \Phi}{\partial x}\right) - lv = g\frac{\partial \tau_x}{\partial p}; \quad (29)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + m\left(u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + \omega\frac{\partial v}{\partial p} + \frac{\partial \Phi}{\partial y}\right) + lu = g\frac{\partial \tau_y}{\partial p}; \quad (30)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0; \quad (31)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + m\left(u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y} + \omega\frac{\partial T}{\partial p}\right) = m\frac{\varkappa - 1}{\varkappa}\frac{\omega}{p}T + \frac{g}{c_p}\frac{\partial Q_н}{\partial p}; \quad (32)$$

$$T = -\frac{p}{R}\frac{\partial \Phi}{\partial p}; \quad (33)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + m\left(u\frac{\partial q}{\partial x} + v\frac{\partial q}{\partial y} + \omega\frac{\partial q}{\partial p}\right) = \varepsilon, \quad (34)$$

где v, u — составляющие скорости ветра по осям y и x; $\omega = \frac{1}{m}\frac{dp}{dt}$ p — давление; t — время; Φ — геопотенциал; T — абсолютная температура; g — ускорение свободного падения; R — газовая постоянная воздуха; $\varkappa = c_p/c_v$, c_p и c_v — удельные теплоемкости при постоянном давлении и объеме; τ_x и τ_y — турбулентные потоки количества движения; $Q_н$ — неадиабатические потоки тепла; ε — приток влаги; q — удельная влажность; m — изменение масштаба карты.

Из уравнений (33) и (32) выводится уравнение для прогноза геопотенциала

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = -m \left[u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} - \frac{R\widetilde{T}_1}{P} \alpha_1 \omega_1 + \int_p^P \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) dp - \right.$$

$$\left. - \int_p^P \lambda \omega \, dp \right] + \frac{R}{c_p} \int_p^P \frac{Q_s}{p} \, dp . \qquad (35)$$

Здесь $\lambda = \frac{R^2}{p^2} \frac{\widetilde{T}}{g} (\gamma_a - \gamma)$; $\widetilde{T}_1$ и ω_1 — соответствующие значения на уровне $P = 1000$ гПа; α_1 — эмпирический коэффициент; Q_s — неадиабатический приток тепла.

В рассмотренной выше схеме параметризации конвекции Q_s и ε определяются соотношениями:

$$Q_s = L (c - e) + \frac{\partial}{\partial p} m_c (S_c - S) ; \qquad (36)$$

$$\varepsilon = (c - e) + \frac{\partial}{\partial p} m_c (q_c - q) . \qquad (37)$$

Притоки тепла и влаги рассчитываются по характеристикам ансамбля кучевых облаков. Они считаются постоянными в течение шага по времени. Область прогноза ограничена широтами 55° с. ш. и 55° ю. ш. и долготами 10° в. д. и 140° в. д. На боковых границах области задаются следующие граничные условия:

$$\frac{\partial q}{\partial y} = 0; \qquad (38)$$

$$\Phi (i, j) = \Phi (i, j \pm 2) \eta + \overline{\Phi}_c^{ю} (1 - \eta) ; \qquad (39)$$

$$u (i, j) = u (i, j \pm 2) \eta + \overline{u}_c^{ю} (1 - \eta) ; \qquad (40)$$

$$v (i, j) = - v (i, j \pm 2) \eta , \qquad (41)$$

где $\eta = \frac{24 \text{ час} - t \text{ час}}{24}$ при $t \leqslant 24$ час,

$\eta = 0$ при $t > 24$ час;

$\overline{\Phi}_c^{ю}$ и $\overline{u}_c^{ю}$ — средние значения соответствующих величин на южной и северной границах области.

На восточной и западной границах области задаются условия периодичности всех метеовеличин по широте.

Задача решается на шахматной сетке с шагом 250 км, по вертикали используются шесть уровней: 1000, 850, 700, 500, 300 и 100 гПа.

В качестве исходных данных для прогноза были использованы значения геопотенциала, скорости ветра и относительной влажности в узлах регулярной сетки точек, полученные путем объективного анализа полей за 0 ч по Гринвичу 7 июня 1979 г. Исходная приземная карта приведена на рис. 1. На рис. 2 представлена приземная карта за 0 ч 8 июля 1979 г. В тропической зоне рассматриваемой области с 0 ч 7 июня до 0 ч 8 июня 1979 г. наблюдалось развитие циклонов и усиление внутритропической зоны конвергенции (ВЗК).

На рис. 3 и 4 приведены результаты 24-х часовых прогнозов приземного давления с учетом влияния кучевой конвекции по методу ансамбля, изложенного выше, и по методу конвективного приспособления (к. п.). Эти карты мало различимы. В пределах тропической зоны прогностические значения приземного давления, получаемые с использованием модели ансамбля кучевых облаков и с использованием метода к. п. различаются не более, чем на 1—3 гПа. Количественные оценки прогнозов на 24 и 48 ч приведены в табл. 1.

Таблица 1

Средние квадратические относительные ошибки прогноза (ε) и коэффициенты корреляции (k) между прогностическими и фактическими изменениями, давления и геопотенциала

Схема параметризации	Срок прогноза, τ	Приземное давление, p		H_{500}		H_{300}	
		ε	k	ε	k	ε	k
Модель ансамбля кучевых облаков	24	1,121	0,333	0,851	0,700	0,569	0,826
	48	1,166	0,364	0,869	0,731	0,954	0,721
К. П.	24	1,126	0,347	0,851	0,697	0,572	0,824
	48	1,166	0,376	0,877	0,724	0,971	0,712

Из табл. 1 видно, что при увеличении срока прогноз на уровнях 500 и 300 гПа с использованием модели ансамбля кучевых облаков (м. а.) оказывается более успешным по сравнению с прогнозом по схеме к. п.

Успешность прогнозов приземного давления с использованием параметризации кучевой конвекции по методу ансамбля (м. а.) и по методу конвективного приспособления (к. п.) практически одинаковая.

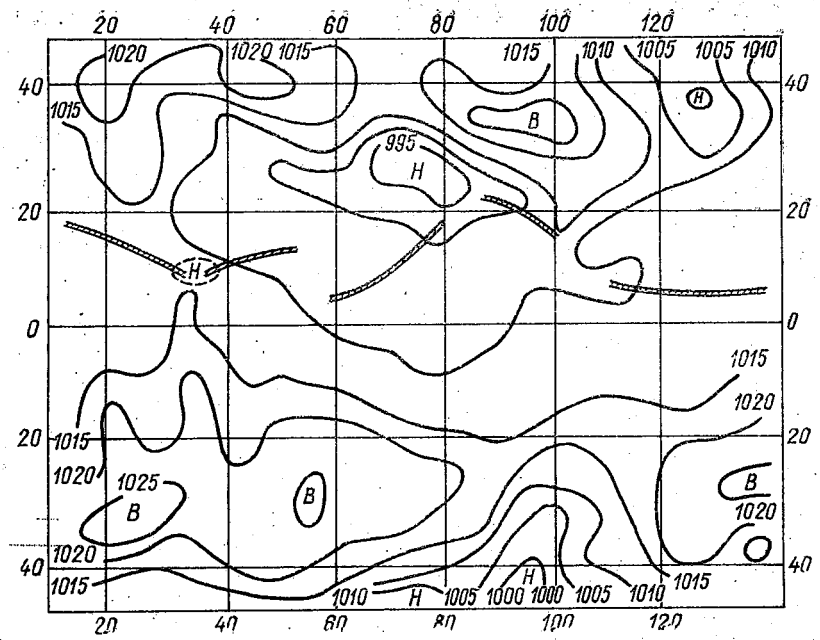

Рис. 1. Приземная карта за 00 ч 7 июня 1979 г.

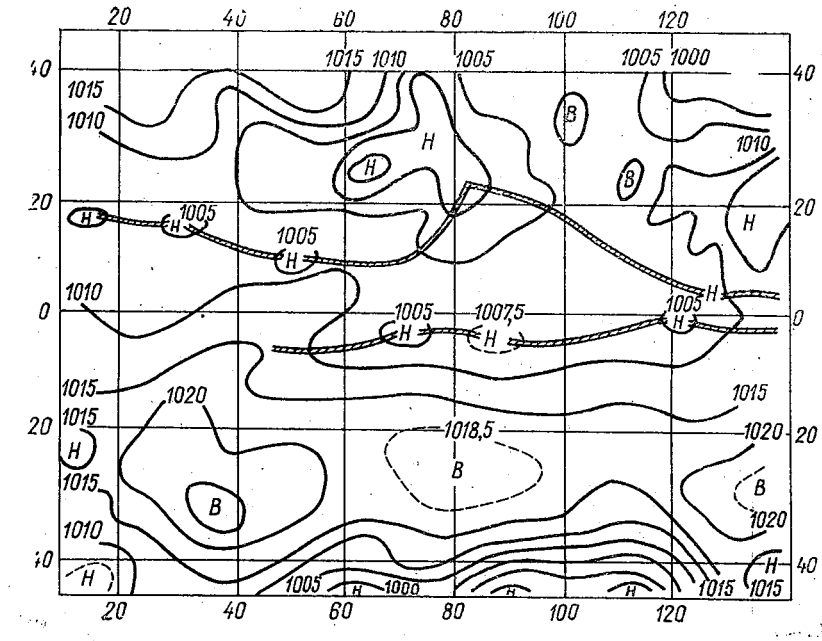

Рис. 2. Приземная карта за 00 ч 8 июня 1979 г.

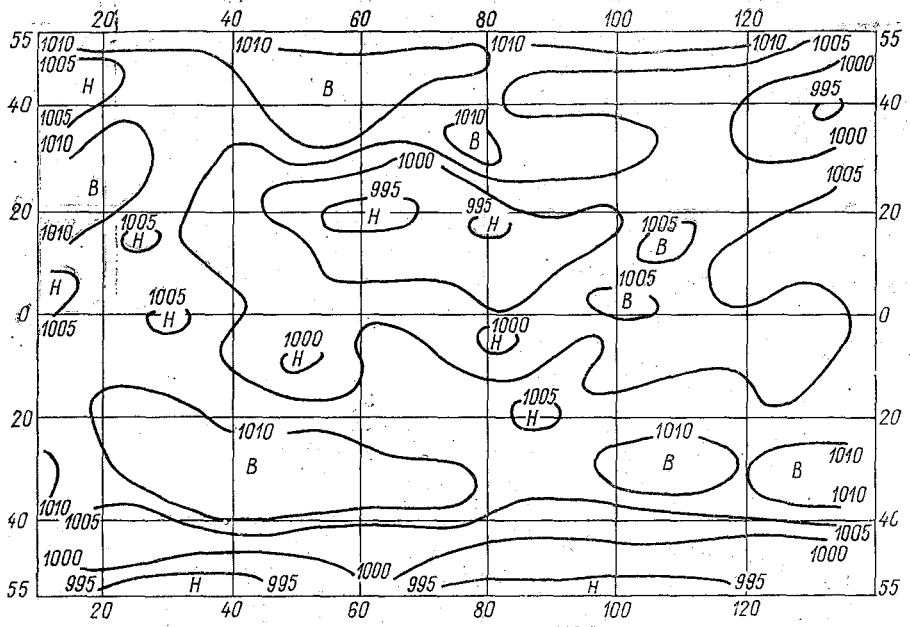

Рис. 3. Прогноз приземного давления на 00 ч 8 июня 1979 г. с использованием модели ансамбля кучевых облаков.

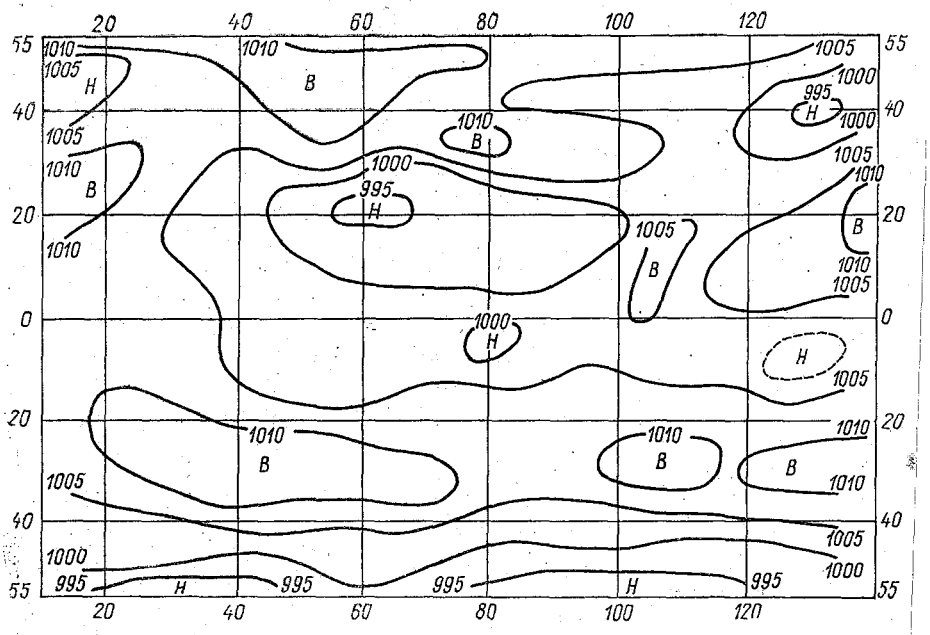

Рис. 4. Прогноз приземного давления на 00 ч 8 июня 1979 г. с использованием метода конвективного приспособления (к. п.).

Результаты прогноза количества осадков с 0 ч до 12 ч 7 июня 1979 г и с 12 ч. 7 июня 1979 г. до 0 ч 8 июня 1979 г. с использованием схем параметризации м. а. и к. п. показаны на рис. 5 и 6 соответственно. Из этих рисунков видно, что с использованием схем параметризации конвекции м. а. и к. п. осадки прогнозируются в основном в пределах внутритропической зоны конвергенции (ВЗК), причем во второй половине суток количество осадков в районах их максимальных значений и зоны выпадения осадков по площади оказываются большими, чем в первой половине суток. В этом находит отражение интенсивное развитие внутритропической зоны конвергенции во второй половине суток.

Сравнение результатов прогнозов с использованием параметризации конвекции по схеме к. п. и м. а. показывает, что по схеме м. а. количество прогнозируемых осадков в районах зон их максимальных значений оказывается в среднем на 1—2 мм/12 ч больше, чем по схеме к. п. Положения зон максимумов осадков, прогнозируемых по схемам м. а. и к. п., практически совпадают. Размеры же областей с количеством осадков не менее 1 мм/сутки, прогнозируемых с использованием схемы м. а., значительно превышают соответствующие области осадков, полученных по схеме к. п. Сравнение количества прогнозируемых осадков с фактическими в районе Индии показывает, что прогнозы осадков с использованием параметризации конвекции по схеме м. а. оказываются более успешными, чем прогнозы по схеме к. п.

Таблица 2

Средние фактические и прогностические количества осадков в различных районах Индии за 7 и 8/VI 1979 г. (в мм/сутки)

Район Индии	Дата	Количество осадков		
		фактическое	прогностическое	
			по методу м. а.	по методу к. п.
Северо-Восток	7 VI	4,0	1,6	0,6
	8 VI	3,0	0,2	0,0
Северо-Запад	7 VI	0,7	0,3	0,1
	8 VI	0,7	0,2	0,2
Центральный	7 VI	0,7	0,6	0,3
	8 VI	0,7	0,4	0,2
Юго-Запад	7 VI	3,0	1,0	0,2
	8 VI	0,7	0,2	0,0
Юго-Восток	7 VI	3,0	0,3	0,1
	8 VI	3,0	0,0	0,0

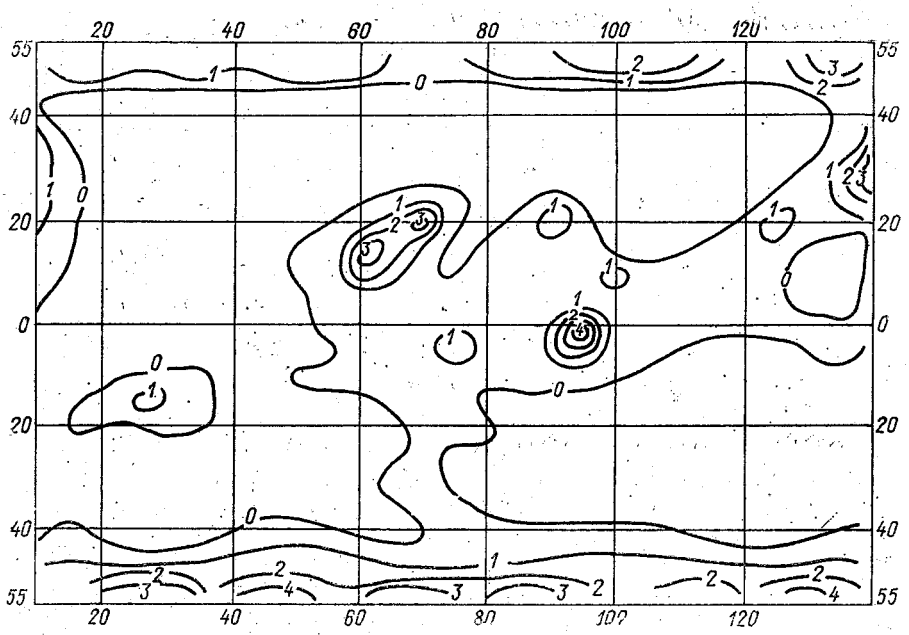

Рис. 5. Прогноз количества осадков в период от 00 ч до 12 ч 7 июня 1979 г. с использованием модели ансамбля кучевых облаков.

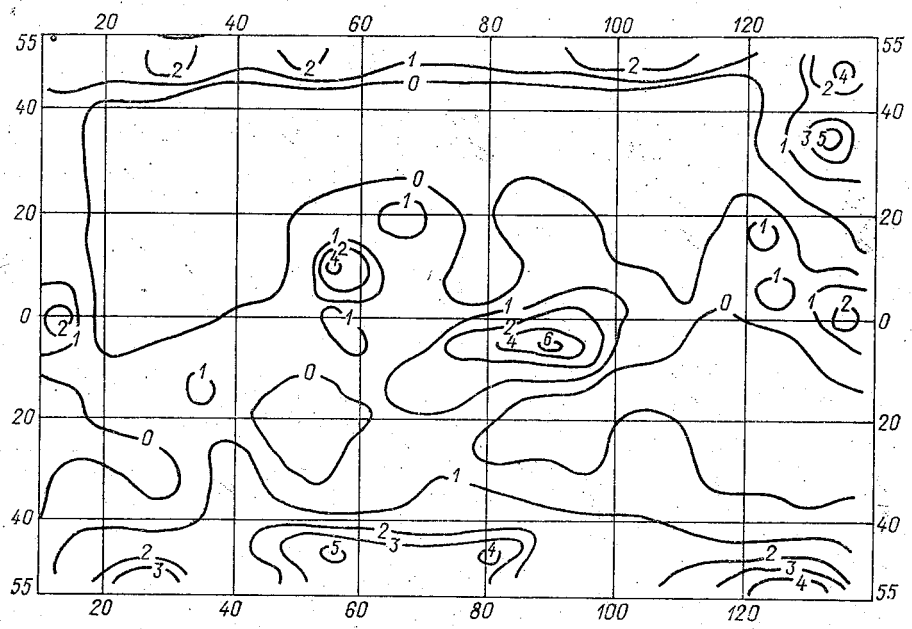

Рис. 6. Прогноз количества осадков в период от 12 ч до 24 ч 7 июня 1979 г. с использованием модели ансамбля кучевых облаков.

Результаты проведенных численных экспериментов позволяют сделать вывод о достаточной эффективности предлагаемой схемы параметризации ансамблей кучевых облаков и о целесообразности использования ее в гидродинамических схемах прогноза и при моделировании процессов в тропиках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов С. Л., Беркович Л. В., Кричак С. О., Прессман Д. Я., Фукс-Рабинович М. А. Оперативная модель численного прогноза метеоэлементов по северному полушарию. — Труды ГМЦ, 1978, вып. 212, с. 3—13.
2. Риль Г., Пирс Р. П. Метод параметризации конвективных потоков тепла и количества движения, предложенный на основании анализа данных по району Карибского моря. — В кн.: Труды второго Токийского симпозиума по численным методам прогноза погоды. Л., Гидрометеоиздат, 1971, с. 54—64.
3. Хаин А. П., Рубинштейн К. Г. О параметризации глубокой конвекции в численных моделях атмосферы. — Труды ГМЦ, 1978, вып. 203, с. 47—73.
4. Arakawa A., Schubert W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large—scale envizonment. p. I — J. of the Atm. Sci., 1974, vol. 31, № 3, p. 671—701.
5. Fraedrich K. On the Parametrization of cumulus convection by Lateral mixing and compen sating subsidence. — Part I, J. Atm. Sci., 1973, vol. 30, № 3, p. 408—413.
6. Krishnamurti T. N., Moxim W. J. On parametrization of convective and nonconvective latent heat release. — J. Appl. Met., 1971, vol. 10, № 1, p. 3—13.
7. Janai M., Esbensen S., Chu J. Determination of bulk properties of tropical cloud clousters from large—scale heat and moishire budgets. — J. Atm. Sci., 1973, vol. 30, № 4, p. 611—627.

УДК 551.507.362.2

В. И. ВОРОБЬЕВ

ОЦЕНКА РОЛИ КОНВЕКЦИИ В ФОРМИРОВАНИИ ПЛАНЕТАРНОГО ОБЛАЧНОГО ПОКРОВА

Появление регулярной спутниковой информации открыло новый этап в исследованиях глобального облачного покрова. Впервые в распоряжении метеорологов оказались квазисинхронные и непрерывные по территории данные об облачности над океанами, пустынями, горными странами. Накопление этой информации позволило перейти от ее использования в оперативной прогностической работе и исследованиях некоторых синоптических

объектов и ситуаций к климатологическим обобщениям, некоторые из которых, особенно в последнее время, дают довольно полное представление о глобальных распределениях многих характеристик облачного покрова [1, 3, 6]. Однако до сих пор основное внимание уделяется изучению пространственно-временных особенностей распределения общей облачности и, в первую очередь, таких ее характеристик, как среднее количество и повторяемость различных градаций. В то же время неменьший интерес представляет исследование распределений облаков различных форм.

Облачность издавна использовалась метеорологами как индикатор термодинамических процессов, происходящих в свободной атмосфере, поскольку для образования облака определенной формы необходимо также определенное физическое состояние слоя облакообразования, а также — подоблачного, а часто и надоблачного слоев воздуха. Необходимым условием возникновения облачности является наличие вертикальных движений, которые по их специфическим особенностям можно разделить на три класса: конвективные, турбулентные и упорядоченные. Каждый из этих классов вертикальных движений ответственен за образование облаков определенных форм. Поэтому анализируя пространственное и сезонное распределения форм облаков можно выделить обширные географические районы, где в свободной атмосфере преобладает тот или иной класс вертикальных движений, что, очевидно, окажется полезным, например, при постановке задач численного прогноза для различных регионов, при оценке условий полета некоторых типов летательных аппаратов и т. д. Эти сведения могут быть получены на основе оценок вклада форм облаков, возникающих под преобладающим влиянием вертикальных движений того или иного класса, в среднее сезонное количество общей облачности.

Если сезонная повторяемость облаков i-ой формы равна P_i, а их среднее за сезон количество в этом же районе — N_i, то абсолютный вклад этой формы облаков в среднее сезонное количество общей облачности N определяется произведением $N_i P_i$, а относительный вклад q — отношением $\frac{N_i P_i}{N}$, где $N = \sum_{i=1}^{n} N_i P_i$. Естественно, что для оценки характера преобладающих облакообразующих вертикальных движений величина q является более показательной.

Основным исходным материалом для оценки вклада конвективных движений в формирование поля среднего многолетнего количества общей облачности послужили карты сезонной повторяемости и среднего количества облаков различных форм над северным полушарием зимой и летом, приведенные в монографии автора и В. С. Фадеева [3]. Эти карты построены по данным снятым с ежедневных карт нефанализа за 1967—1971 гг. Все они относятся к моменту времени, близкому к местному полдню.

При нефанализе выделяются 11 форм облаков (сочетаний форм) (табл. 1).

Таблица 1

Формы облаков и их сочетания, принятые в практике нефанализа

№	ФОРМЫ
1	Кучевообразные
2	Кучево-дождевые
3	Кучево-дождевые в сочетании с другими формами
4	Слоистообразные в сочетании с кучевыми
5	Перистообразные в сочетании с кучевыми
6	Перистообразные в сочетании со слоистообразными и кучевыми
7	Слоистообразные
8	Слоисто-кучевообразные
9	Перистообразные в сочетании со слоистообразными
10	Перистообразные
11	Многослойная (фронтальная)

Для получения многолетних характеристик каждой из них нужна весьма большая выборка, тем более, что в некоторых районах число дней с облачностью невелико. Поэтому авторами работы [4] предварительно проведена группировка форм облаков и их сочетаний по некоторым общим признакам. В ее основу положено представление о процессах формирования облаков различных форм и, в первую очередь, о их связи с характером и интенсивностью вертикальных движений и температурной стратификацией атмосферы.

В первую группу включены кучевообразные, то есть кучевые и мощнокучевые облака, возникающие при умеренно развитой конвекции, как правило, в однородных воздушных массах (1 в табл. 1). Вторую группу составляют облака, возникающие при интенсивной конвекции, т. е. кучево-дождевые облака, наблюдаемые как отдельные образования, так и в сочетании с другими формами (2, 3). В третью группу включены случаи сочетания слоистообразной и перистообразной облачности с кучевой, т. е. случаи, когда чаще всего образование облачности связано с наличием в атмосфере слоев инверсии при сравнительно слабо развитой конвекции (4—6). В четвертую группу входят облака, возникающие обычно под слоями инверсии: слоистообразные, слоисто-кучевообразные, перистые, в том числе и в сочетании со слоистообразными (7—10). Пятая группа включает в себя случаи с многослойной (фронтальной) облачностью (11). Сезонные карты

повторяемости и среднего количества облаков приведены и проанализированы в [2].

Очевидно, что первые две группы могут быть объединены в более крупный класс конвективной облачности, в формирование которого основной вклад вносят конвективные движения. Четвертую и пятую группы форм облаков следует отнести к классу неконвективной облачности, поскольку в ее образовании решающую роль играют турбулентные и упорядоченные вертикальные движения. Третья группа форм облаков может рассматриваться как переходная от класса конвективной облачности к классу неконвективной. Однако анализ упомянутых выше карт, а также построенных с их помощью таблиц распределения повторяемости облаков каждой группы форм по десятиградусным широтным зонам над океанами, континентами и по всему полушарию позволил установить, что по характеру распределения этих основных параметров третья группа форм облаков более близка к четвертой и пятой, чем к группам, включенным в класс конвективной облачности [2].

Для количественной оценки степени сходства распределений характеристик III группы облачности с остальными группами рассчитаны значения $\rho = \frac{n_+ - n_-}{n_+ + n_-}$, где n_+ — число точек на карте, в которых отмечается совпадение знака отклонений от соответствующих средних по полушарию значений повторяемости двух сравниваемых групп форм облачности, n_- — число точек, в которых знаки аномалий обратны.

Таблица 2

Результаты корреляции (ρ) между характеристиками третьей группы и другими группами (классами) форм облаков

Сезон	Коррелируемая группа (класс) форм облаков					
	I	II	I + II	IV	V	IV + V
Лето	+0,43	−0,62	−0,48	+0,33	+0,90	+0,81
Зима	−0,67	−0,89	−0,8	+0,96	+0,89	+0,91

Результаты расчетов, приведенные в табл. 2, указывают на тесную положительную корреляцию повторяемости III группы форм облаков с повторяемостями групп форм облаков, которые возникают при наличии в атмосфере упорядоченных и турбулентных вертикальных движений. Все это послужило дополнительным основанием для отнесения III группы форм облаков к классу неконвективной облачности. Вместе с тем следует иметь в виду, что летом на формирование III группы облаков определенное влияние оказывает умеренно развитая конвекция, что подтверждает поло-

жительное значение ρ (III, I). Поэтому приводимые ниже оценки вклада конвекции в формирование облачного покрова летом следует рассматривать как оценки снизу.

Рассмотрим особенности географического распределения относительного вклада конвективной облачности в среднее количество общей облачности $q_к$ в полуденные часы летом и зимой. Заметим,

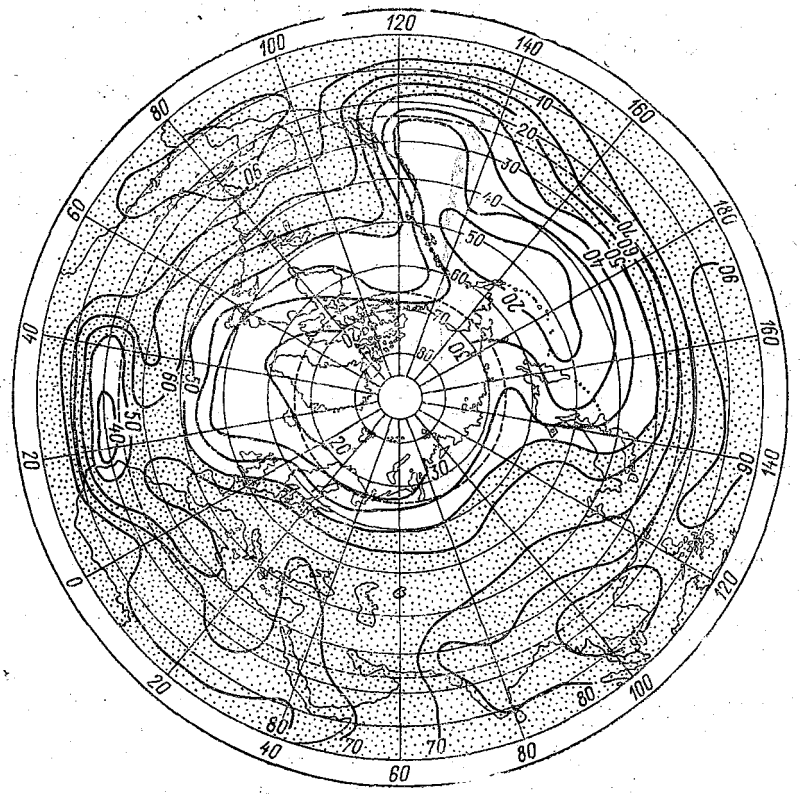

Рис. 1. Относительный вклад конвективной облачности в среднее количество общей облачности летом в %. Точками выделена зона, где этот вклад превышает 50%.

что вклад неконвективной облачности $q_{нк} = 100 - q_к$, %. Поэтому областям экстремумов вклада конвективных движений в формирование облачного покрова будут соответствовать области экстремумов суммарного вклада турбулентных и упорядоченных вертикальных движений обратного знака.

Летом (рис. 1) на юге отчетливо прослеживается планетарная зона высоких (более 70%) значений $q_к$, опоясывающая, практи-

чески, все полушарие. В ее пределах, несколько севернее экватора, у восточных побережий материков находятся области, где значения $q_к$ превышают 90%. Среднее значение широты φ, южнее которой $q > 70\%$, над океаном равно 20°, над континентом 33° и в среднем по полушарию — 26°. Таким образом, летом существенное преобладание вклада конвекции в формирование облачного покрова отмечается на 44% площади континентов, на 47% акватории океанов и на 45% площади всего полушария.

Минимумы $q_к$ находятся над северными частями океанов, куда при западно-восточном переносе поступает с континентов теплый воздух, конвекция в котором ослабевает по мере повышения устойчивости его стратификации при движении к востоку над сравнительно холодной поверхностью океанов. Эти минимумы распространяются к юго-востоку на восточные части субтропических акваторий океанов, где развитию конвекции препятствует пассатная инверсия.

Зона преобладания вклада конвективной облачности в среднее количество общей облачности ($q_к > 50\%$) летом охватывает более 3/4 терррритории материков и более 2/3 акватории океанов. Количественные характеристики этой зоны (φ и S/S_0) приведены в табл. 3. Данные этой таблицы также показывают, что вклад конвективных движений в формирование облачного покрова монотонно возрастает с севера на юг и достигает максимума в приэкваториальной области.

Зимой (рис. 2), так же как и летом, в низких широтах имеется планетарная зона высоких значений $q_к > 70\%$. Однако в ее пределах нет очагов, где $q_к > 90\%$, хотя в некоторых ограниченных районах, как, например, в приэкваториальной зоне Северной Атлантики и вблизи южного побережья Индостана, $q_к$ достигает 85—88%. Кроме того, площадь этой зоны существенно меньше, чем летом. Поэтому значительное преобладание конвективных вертикальных движений ($q_к > 70\%$) зимой отмечается только на 12% площади материков, на 40% акватории океанов и 26% площади всего северного полушария. Область $q_к > 70\%$ в среднем ограничена над континентами широтным кругом 10° с. ш., над океаном — 17° с. ш. и в среднем над всем полушарием — 15° с. ш.

Наиболее низкие значения $q_к$ (менее 20%) наблюдаются над северными и центральными районами Евразии и Северной Америки. Над акваториями океанов $q_к$ более высокие, чем в тех же широтных зонах над материками (табл. 3). По мере смещения в более низкие широты это различие становится менее существенным и вблизи экватора вклад конвекции в процессе образования облачности над океанами и материками примерно одинаков.

От лета к зиме значительно уменьшается, особенно в умеренных и субтропических широтах, вклад конвекции в формирование облачного покрова над континентами. В широтной зоне 30—60° с. ш. $q_к$ зимой в 2—2,5 раза меньше, чем летом. Над океанами сезонные изменения в среднем по всей океанической акватории

северного полушария невелики. Так, площадь, южнее которой $q_к > 50\%$, зимой только на несколько процентов меньше, чем летом; северная граница зоны преобладания конвективной облачности $\bar{\varphi}$ смещается к югу всего на 3°. Более того, в умеренных широтах вклад конвективной облачности зимой больше, чем летом,

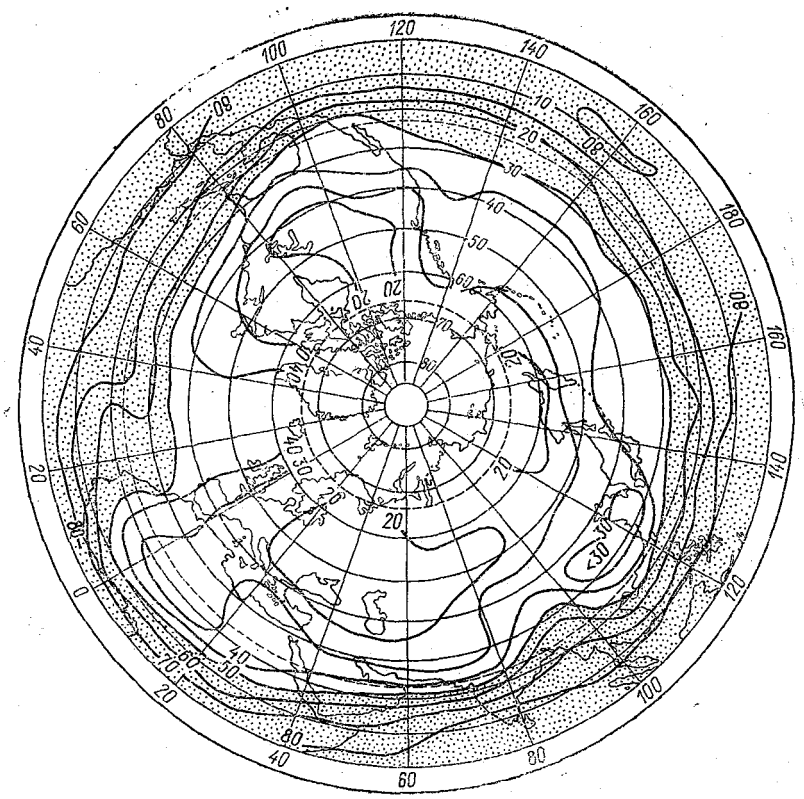

Рис. 2. Относительный вклад конвективной облачности в среднее количество общей облачности зимой, в %.

что определяется большой положительной разностью температуры «вода—воздух». Именно в этих широтах зимой находятся области максимальных трансформационных изменений (повышения) температуры воздуха в тропосфере [5].

Вклад конвективных вертикальных движений в формирование облачного покрова северного полушария в переходные сезоны будет иметь, очевидно, некоторую промежуточную величину между его значениями зимой и летом. Поэтому можно утверждать, что над большой частью акватории океанов в течение всего года, а над континентами по крайней мере в теплое полугодие

конвекция является преобладающим типом вертикальных движений, определяющим макромасштабную структуру облачного покрова северного полушария.

Таблица 3

Средний по широтным зонам относительный вклад конвективной облачности в среднее количество общей облачности $q_к$ над океанами (О), континентами (К) и в целом над северным полушарием (П), в %

Широтная зона, град	Лето			Зима		
	О	К	П	О	К	П
60—70	17,8	37,1	34,3	—	—	—
50—60	22,5	47,8	40,1	36,1	21,6	26,0
40—50	25,1	59,7	46,8	37,6	22,7	27,5
30—40	48,3	68,9	60,7	43,8	31,2	37,5
20—30	68,4	83,2	74,5	61,7	48,9	54,7
10—20	76,3	87,4	80,0	74,5	68,6	73,0
0—10	86,0	87,3	86,6	82,5	82,0	82,3
$\bar{\varphi}$	34	54	44	31	24	28
S/S_0	68,1	76,3	69,3	65,2	29,5	47,3

Примечания: 1. $\bar{\varphi}$ — средняя широта, южнее которой $q_к > 50\%$.
2. S/S_0 — отношение площади, где $q_к > 50\%$, к площади полушария (океанов, континентов).

Эти выводы должны учитываться при построении моделей общей циркуляции атмосферы, при разработке глобальных и региональных схем численного прогноза погоды. Они также указывают на большую значимость работ по параметризации конвекции и необходимость практического приложения их результатов к изучению процессов не только в тропической зоне, но и в более высоких широтах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас климатических характеристик облачности и температуры по данным метеорологических спутников. — М.: Изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1979. — 299 с.
2. Воробьев В. И. Основные результаты исследований облачного покрова северного полушария по спутниковым данным. — В сб.: Современные проблемы метеорологии. Изд. ЛПИ, 1981, вып. 73, с. 13—30 (ЛГМИ).
3. Воробьев В. И., Фадеев В. С. Характеристики облачного покрова северного полушария по данным метеорологических спутников. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 171 с.

4. Воробьев В. И. Иванов С. В., Фадеев В. С. Опыт использования спутниковых данных для оценки распределения облаков различных форм. — В сб.: Метеорологические прогнозы. Изд. ЛПИ, 1978, вып. 68, с. 3—13.
5. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 394 с.
6. Global atlas of relative clond cover 1967—70. — US Dep. Commerce and US Air Force, 1971, 237 p.

УДК 551.511.33

И. А. СЛАВИН

НОВЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕРМОДИНАМИКЕ КОНВЕКТИВНЫХ ЯВЛЕНИЙ В АТМОСФЕРЕ И ИХ ПРИЛОЖЕНИЯ К ПРОГНОЗУ

До настоящего времени в основе большинства распространенных методов прогноза конвективных явлений, ливней и гроз лежат представления адиабатической модели конвекции [1]. Существо ее сводится к следующему. Термики, формирующие конвективное облако, при своем поднятии не вступают в тепло- и влагообмен с окружающей облако средой. Иными словами, вертикальное распределение температуры и влажности среды остается не возмущенным развитием конвекции, а кривая состояния поднимающегося облачного воздуха является адиабатической. Попытки учесть компенсирующее оседание среды в различных разновидностях метода слоя предполагают трансформацию кривой стратификации при адиабатическом опускании среды опять же без учета ее массообмена с облаком. Да и сама методика прогностических расчетов экстремальных характеристик конвекции по существу исключает учет нисходящих движений, как это показано в результате анализа метода [2].

В то же время подавляющее большинство методов прогноза гроз предлагает учитывать влажность окружающей облако среды, считая условием возникновения гроз требование, чтобы либо относительная влажность среды превышала некоторое критическое значение, либо чтобы суммарный дефицит точки росы на трех уровнях был меньше определенной критической величины. Это в неявной форме учитывает влияние вовлечения наружного воздуха в облачный и связанный с этим эффект испарения облач-

ных капель. Ниже излагаются основы «неадиабатической» модели конвекции, в которой систематически учитывается тепло- и влагообмен между облачным воздухом и окружающей средой. Как будет показано ниже, в этом случае поднятие облачного воздуха предполагается происходящим в прилежащей к облаку насыщенной среде, имеющей температуру, равную температуре смоченного термометра. В то же время кривая состояния облачного воздуха уже не является влажной адиабатой, а существенным образом отклоняется от нее.

1. Стратификация среды, окружающей поднимающийся облачный воздух

Воздух первичного термика, поднявшись от подстилающей поверхности и достигнув своей точки конденсации, превращается в облачный воздух, насыщенный и содержащий капельки конденсационной воды. Он оказывается окруженным ненасыщенным воздухом среды и в результате перемешивания с ним «растворяется» в среде. Иными словами, капельки воды при смешении испаряются, температура воздуха среды убывает, влажность же его возрастает. Такая же судьба постигает следующий термик, растворение которого еще более понижает температуру среды и повышает ее влажность. В результате такого процесса ниже уровня конденсации создается сверхадиабатический градиент, благоприятствующий затягиванию термиков в зону растворения, выше же формируется слой устойчивой стратификации, например слой инверсии, способствующий стабилизации здесь термиков и их растворению в окружающей среде.

Предполагаем, что процесс растворения прекращается, когда воздух среды приближается к состоянию насыщения. Как известно, изобарическое испарение капель воды в воздух прекращается, когда воздух достигает насыщения при температуре смоченного термометра $\overline{T}_{см}$ (чертой над буквой будем обозначать характеристики среды). Таким образом, поднимающийся воздух, достигший уровня конденсации, перестает растворяться в окружающем слое среды, когда воздух этого слоя становится насыщенным при температуре смоченного термометра (рис. 1). Поскольку выше этого уровня теперь имеет место инверсия температуры, здесь формируется первичное облако типа Cu hum.

Однако над верхней поверхностью этого облака происходит интенсивное смешение облачного воздуха с окружающей средой, чему способствует проникновение в нее небольших облачных башенок «протуберанцев», имеющих малую массу и относительно большую поверхность. Растворение облачного воздуха этих образований вызывает охлаждение среды в области инверсии, т. е. разрушает ее и в то же время создает новую на более высоком уровне. Одновременно с этим воздух среды в результате испаре

ния капель постепенно приближается к состоянию насыщения при температуре смоченного термометра на этом уровне. В результате облачный воздух имеет возможность подняться на новый уровень, выше которого возникла инверсия, и стабилизироваться здесь, будучи окруженным насыщенным воздухом среды. Такими этапами и происходит развитие конвективного облака, которое подготавливает слой среды, приводя его к состоянию насыщения при

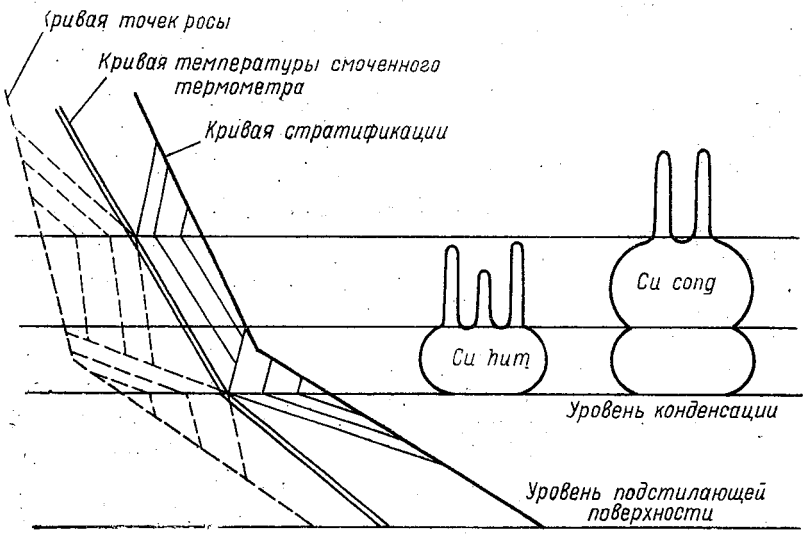

Рис. 1. Трансформация кривой стратификации к кривой влажности среды при растворении облачного воздуха в среде.

температуре смоченного термометра, а затем проникает в этот слой. Разумеется, эти модельные представления достаточно схематичны, но они подтверждаются измерениями температуры при пролете самолетов через вершины облака: вблизи вершины температура среды понижается до значений, близких к $\overline{T}_{см}$, затем повышается при пересечении вершины, потом вновь опускается при выходе из нее и, наконец, поднимается до значений температуры, характерных для невозмущенной атмосферы.

Итак, **развитие вершины облака можно рассматривать как неадиабатическое поднятие облачного воздуха в насыщенной среде, стратифицированной по кривой вертикального изменения температуры смоченного термометра.**

Для дальнейшего важно определить основные типы вертикального распределения температуры смоченного термометра.

А. Температура смоченного термометра падает с высотой быстрее, чем по влажноадиабатическому закону, т. е. на эмаграмме кривая распределения $\overline{T}_{см}$ поднимается более полого, чем важные адиабаты (рис. 2, *а*).

Как известно, сухая адиабата, определяемая температурой воздуха (и его давлением), изограмма, соответствующая его точке росы, и влажная адиабата, проходящая через точку, определяемую температурой смоченного термометра, встречаются в точке конденсации данного воздуха. Это значит, что на изобаре давления воздуха точка, соответствующая $\overline{T}_{см}$, определяет собой влажную адиабату этого воздуха, характеризуемого определенным значением псевдопотенциальной температуры $\overline{\theta}_{пс}$. Если бы кривая распределения $T_{см}$ совпадала с влажной адиабатой, этому

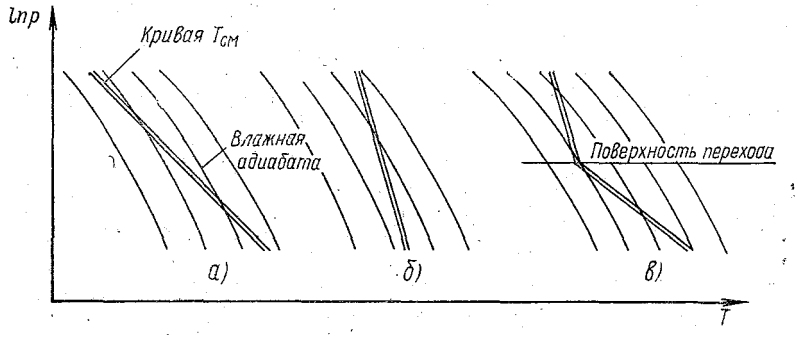

Рис. 2. Виды вертикального распределения температуры смоченного термометра:

а — в конвективно-неустойчивом слое; *б* — в конвективно-устойчивом слое; *в* — в общем случае внутримассовой погоды, благоприятной для развития конвективной облачности

соответствовало постоянство значений $\overline{\theta}_{пс}$ на разных уровнях. Если же кривая идет с высотой более полого, чем влажные адиабаты, точка, определяющая $\overline{T}_{см}$, с высотой переходит на все более левые адиабаты и соответствующие им значения $\overline{\theta}_{пс}$ с высотой убывают. Если вертикальной координатой y избрать уменьшение давления, отсчитываемое от уровня конденсации, т. е. $y = p_к - p$, то в рассматриваемом случае $\frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y} < 0$.

Слой, в котором имеет место указанное выше распределение $\overline{T}_{см}$ с высотой и соответствующее ему уменьшение $\overline{\theta}_{пс}$, будем называть **конвективнно-неустойчивым.**

Б. Температура смоченного термометра падает с высотой медленней, чем по влажноадиабатическому закону, т. е. на эмаграмме кривая распределения $T_{см}$ поднимается круче, чем влажные адиабаты (рис. 2, *б*). В этом случае псевдопотенциальная температура $\overline{\theta}_{пс}$ воздуха с высотой возрастает: $\frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y} > 0$.

Слой, в котором имеет место такое распределение $\overline{T}_{см}$ с высотой и, значит, возрастание $\overline{\theta}_{пс}$, будем называть **конвективно-устойчивым.**

Для погодных ситуаций, при которых происходит развитие мощной конвективной облачности и возникают грозовые явления, характерно такое распределение характеристик атмосферы с высотой: от уровня конденсации вверх идет конвективно-неустойчивый слой, а выше его — конвективно-устойчивый (рис. 2, *в*). Изобарическую поверхность, которая разделяет оба слоя, будем называть **поверхностью перехода.**

2. Неадиабатическая кривая состояния облачного воздуха

Поднимающийся облачный воздух непрерывно перемешивается с вовлекаемым в него воздухом среды. Интенсивность вовлечения будем оценивать с помощью показателя вовлечения

$$\varepsilon = \frac{1}{m}\frac{dm}{dy}. \qquad (1)$$

Здесь $dy = -dp$ — это уменьшение давления при элементарном поднятии облачного воздуха; dm — масса присоединяемого воздуха среды; $\frac{1}{m}\frac{dm}{dy}$ поэтому определяет собой относительную величину массы воздуха, вовлекаемой в облачный при поднятии его на единицу давления или, более наглядно, ε характеризует массу воздуха среды, присоединяемого к единице массы облачного при таком поднятии. Как показывают оценки, величина ε близка к значению 10^{-2} мбар$^{-1}$ в конвективно устойчивом и к $0{,}5 \cdot 10^{-2}$ мбар$^{-1}$ в конвективно неустойчивом слое.

Пусть f — это удельная энтропия облачного воздуха, $\overline{f}$ — удельная энтропия вовлеченного наружного воздуха на том же уровне, причем всегда $\overline{f} < f$. Если бы элементарное поднятие облачного воздуха являлось бы адиабатическим, то энтропия его не менялась бы: $df = 0$. Допустим теперь, что тот же процесс является неадиабатическим, сопровождаясь присоединением к единице массы облачного воздуха малой массы εdy при поднятии на dy мбар. Поскольку энтропия вовлеченного воздуха выравнивается с энтропией облачного, единица массы последнего отдает вовлеченному энтропию $\varepsilon dy(f - \overline{f})$. Иными словами,

$$df = \varepsilon(f - \overline{f}). \qquad (2)$$

Воспользуемся теперь выражениями

$$f = c_p \ln \theta_{пс}, \quad \overline{f} = c_p \ln \overline{\theta}_{пс},$$

где $\theta_{пс}$ и $\bar{\theta}_{пс}$ — псевдопотенциальные температуры соответственно облачного и наружного воздуха. Легко видеть, что

$$df = c_p \frac{d\theta_{пс}}{\theta_{пс}},$$

$$f - \bar{f} = c_p \ln \frac{\theta_{пс}}{\bar{\theta}_{пс}} = c_p \ln \left(1 + \frac{\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс}}{\bar{\theta}_{пс}}\right) \approx c_p \frac{\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс}}{\bar{\theta}_{пс}}.$$

В последнем выражении $\theta_{пс}$ использовано приближенное равенство $\ln(1 + x) \approx x$, справедливое при $x \ll 1$. Оно применимо в рассматриваемом случае, поскольку $\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс}$ это величина порядка нескольких градусов, а $\bar{\theta}_{пс}$ обычно близка к 300 К, так что величина $\frac{\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс}}{\bar{\theta}_{пс}}$ имеет порядок 10^{-2}.

Введя выражения df и $f - \bar{f}$ в выражение (2), имеем

$$d\theta_{пс} = -\varepsilon \frac{\theta_{пс}}{\bar{\theta}_{пс}} (\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс})\, dy.$$

Так как $\frac{\theta_{пс}}{\bar{\theta}_{пс}} \approx 1$, то приходим к равенству

$$d\theta_{пс} = -\varepsilon (\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс}) dy. \qquad (3)$$

Целесообразно дать наглядную интерпретацию полученного соотношения (рис. 3). Пусть KA представляет собой облачную адиабату, т. е. влажную адиабату, по которой менялось бы состояние облачного воздуха при его адиабатическом поднятии от точки конденсации K. При подобном процессе псевдопотенциальная температура воздуха не менялась бы и при элементарном поднятии имело бы место $d\theta_{пс} = 0$. Элементарный процесс неадиабатического поднятия можно представить себе складывающимся из двух процессов:

а) адиабатического поднятия KL, при котором $\theta_{пс}$ не меняется;

б) изобарического перемешивания с массой εdy вовлеченного воздуха, имеющего меньшее значение псевдопотенциальной температуры $\bar{\theta}_{пс}$. Перемешивание приводит к уменьшению $\theta_{пс}$ на величину $\varepsilon(\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс}) dy$ и соответствующему сдвигу LM вдоль изобары в сторону адиабаты с меньшим значением псевдопотенциальной температуры. Последующее поднятие можно также представить себе состоящим из элементарных ступенчатых процессов, в результате которых псевдопотенциальная температура $\theta_{пс}$ облачного воздуха по мере его восхождения должна непрерывно убывать, а соответствующая фигуративная точка сме-

щаться в сторону левых адиабат. По существу мы получили возможность построить неадиабатическую кривую состояния облачного воздуха, но не по значениям температуры T, а по значениям псевдопотенциальной температуры $\theta_{пс}$.

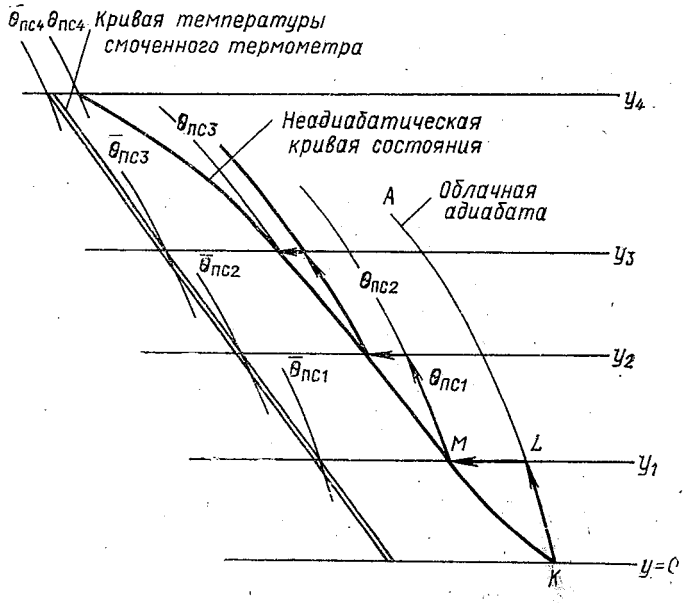

Рис. 3. Построение неадиабатической кривой состояния по значениям псевдопотенциальной температуры.

Поставим вопрос о значении $\theta_{пс}$ при конечном перемещении от уровня конденсации $y=0$ до уровня y. Ответ можно получить, интегрируя выражение (3) в пределах от 0 до y:

$$\theta_{пс} - \theta_{пс\,0} = -\int_0^y \varepsilon\,(\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс})\,dy\,.$$

Полагая, что показатель вовлечения ε имеет постоянное для данной стратификации значение, и вынося за знак интеграла интегральное среднее значение разности $\theta_{пс} = \bar{\theta}_{пс}$, имеем

$$\Delta\theta_{пс} = \theta_{пс} - \theta_{пс\,0} = -\varepsilon(\theta_{пс} - \theta_{пс})_{ср}\,y. \qquad (4)$$

Рис. 4 иллюстрирует этот результат. В выражении (4) имеется неопределенность в выборе значения $(\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс})_{ср}$. При приближенных расчетах за эту величину можно принимать разность $\theta_{пс\,0} - \bar{\theta}_{пс\,ср}$ между $\theta_{пс}$ и значением $\bar{\theta}_{пс}$ на уровне $\frac{y}{2}$ или же сред-

нее арифметическое из значения разности $\theta_{пс} - \overline{\theta}_{пс}$ на уровне конденсации и на уровне y:

$$(\theta_{пс} - \overline{\theta}_{пс})_{ср} = \frac{(\theta_{пс\,о} - \overline{\theta}_{пс\,о}) + (\theta_{пс\,о} - \overline{\theta}_{пс})}{2} = \theta_{пс\,о} - \frac{\overline{\theta}_{пс\,о} + \overline{\theta}_{пс}}{2}.$$

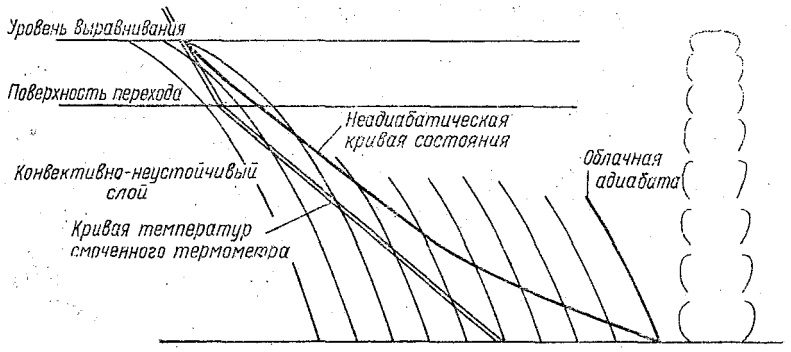

Рис. 4. К определению положения верхней границы конвективной облачности.

Ниже приводится строгое решение дифференциального уравнения (3) при некоторых упрощающих допущениях. Предварительно приведем его к виду

$$\frac{d\theta_{пс}}{dy} + \varepsilon\,\theta_{пс} = \varepsilon\,\overline{\theta}_{пс}. \tag{5}$$

Решение обыкновенного дифференциального уравнения (5) может быть записано в форме Коши:

$$\theta_{пс} = e^{-\int_0^y \varepsilon\,dy}\left(\theta_{пс\,о} + \int_0^y \varepsilon\,\overline{\theta}_{пс}\,e^{\int_0^y \varepsilon\,dy}\,dy\right). \tag{6}$$

Вводим следующие допущения.

1. Во всем слое от 0 до y псевдопотенциальная температура среды $\overline{\theta}_{пс}$ является линейной функцией y:

$$\overline{\theta}_{пс} = \overline{\theta}_{пс\,о} + \frac{\partial\,\overline{\theta}_{пс}}{\partial y}\,y, \tag{7}$$

где $\overline{\theta}_{пс\,о}$ значение псевдопотенциальной температуры среды на уровне конденсации; $\frac{\partial\overline{\theta}_{пс}}{\partial y}$ — прирост $\overline{\theta}_{пс}$ на единицу значения y, принимаемый величиной постоянной.

2. Во всех точках слоя величина показателя вовлечения ε имеет одно и то же значение.

При этих условиях выражение (6) приобретает вид:

$$\theta_{пс} = e^{-\varepsilon y} \left[\theta_{пс\,0} + \varepsilon \int_0^y \left(\overline{\theta}_{пс\,0} + \frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y} y\right)\right] e^{\varepsilon y}\, dy.$$

После интегрирования и элементарных преобразований получаем

$$\theta_{пс} = \left(\overline{\theta}_{пс\,0} + \frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y}\right) - \frac{1}{\varepsilon} \frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y} + \left[(\theta_{пс\,0} - \overline{\theta}_{пс\,0}) + \frac{1}{\varepsilon} \frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y}\right] e^{-\varepsilon y}$$

или, учитывая (7) и вводя обозначение $\theta_{пс\,0} - \overline{\theta}_{пс\,0} = \Delta\theta_{пс\,0}$ (разность значений псевдопотенциальной температуры воздуха и среды на уровне конденсации), записываем этот результат в виде

$$\theta_{пс} = \overline{\theta}_{пс} - \frac{1}{\varepsilon} \frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y} + \left(\Delta\theta_{пс\,0} + \frac{1}{\varepsilon} \frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y}\right) e^{-\varepsilon y}. \qquad (8)$$

Выражение (8) позволяет определить значение псевдопотенциальной температуры облачного воздуха на уровне y, зная псевдопотенциальную температуру $\overline{\theta}_{пс}$ среды на том же уровне, производную $\frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y}$, принимаемую равной среднему приросту $\overline{\theta}_{пс}$ на единицу y в рассматриваемом слое, разность псевдопотенциальных температур облачного воздуха и среды на уровне конденсации $\Delta\theta_{пс\,0}$ и величину ε.

3. Условия развития конвективной облачности

При адиабатическом процессе поднятие облачного воздуха должно прекратиться на уровне, лежащем выше точки пересечения кривой стратификации и влажноадиабатической кривой состояния воздуха. Этому соответствует высота, где отрицательная энергия неустойчивости над точкой пересечения, обусловленная инерционным всплыванием воздуха после выравнивания его температуры с температурой среды, станет равной положительной энергии неустойчивости ниже уровня выравнивания. Общеизвестно, что обычно верхняя граница стабилизируется значительно ниже указанной высоты и часто ниже уровня выравнивания.

Рассмотрим этот вопрос применительно к неадиабатической модели. Уравнение движения

$$\frac{d(mv)}{dt} = F,$$

после очевидных преобразований приводится к виду

$$\frac{dv}{dt} = \frac{F}{m} - v\,\frac{1}{m}\,\frac{dm}{dt}. \qquad (9)$$

Полагая, что процесс является стационарным, имеем:

$$\frac{dv}{dt} = v\,\frac{dv}{dy}, \quad \frac{dm}{dt} = v\,\frac{dm}{dy},$$

причем здесь скорость v выражена в единицах давления, проходимых за единицу времени. Величина $\frac{F}{m}$ представляет собой подъемную силу, отнесенную к единице массы всплывающего воздуха; она равна $g\,\frac{T-\overline{T}_{см}}{\overline{T}_{см}}$, где g — ускорение свободного падения, T — температура облачного воздуха, $\overline{T}_{см}$ — температура воздуха среды, равная температуре смоченного термометра. Теперь равенство (9) принимает вид:

$$v\,\frac{dv}{dy} = g\,\frac{T-\overline{T}_{см}}{\overline{T}_{см}} - v^2\,\frac{1}{m}\,\frac{dm}{dy}.$$

Величина $\frac{1}{m}\,\frac{dm}{dy}$ соответствует значению ε; введя выражение $\frac{v^2}{2} = k$ — кинетической энергии единицы массы, имеем теперь для нее уравнение

$$\frac{dk}{dy} = g\,\frac{T-\overline{T}_{см}}{\overline{T}_{см}} - 2\varepsilon k. \qquad (10)$$

Представим себе, что на уровне выравнивания температур T и $\overline{T}_{см}$ известно значение $k=k'$. Уровень Δy, выше этой точки, где $\Delta k = -k'$, т. е. подъем облачного воздуха прекращается, найдем с помощью равенства (10)

$$\Delta y = \frac{-k'}{g\,\frac{T-\overline{T}_{см}}{\overline{T}_{см}} - 2\varepsilon k'} = \frac{k'}{2\varepsilon k' + g\,\frac{T_{см}-T}{T_{см}}}.$$

Если принять, что выше уровня выравнивания $\overline{T}_{см} = T$, т. е. различием в температурах облачного воздуха и среды пренебречь, то $\Delta y = \frac{1}{2\varepsilon}$, что при $\varepsilon \approx 10^{-2}$ мбар$^{-1}$ дает $\Delta y = 50$ мбар. Если же положить, что выше точки выравнивания $\overline{T}_{см} - T = 1$ К, $\overline{T}_{см} = 273$ К, $v = 5$ м/с, а барометрическая ступень имеет величину

12 м/мбар, то для $\Delta y = \dfrac{1}{2\varepsilon + \dfrac{g}{k'}\dfrac{\overline{T}_{см} - T}{\overline{T}_{см}}}$ получаем значение 18 мбар. При еще большей величине разности $\overline{T}_{см} - T$ инерционный подъем облачного воздуха над точкой выравнивания температур оказывается еще меньшим.

Подобные оценки позволяют прийти к допущению: **при неадиабатическом поднятии облачного воздуха всплывание его прекращается при достижении им уровня выравнивания его температуры с температурой смоченного термометра окружающей среды.**

Рассмотрим теперь вопрос о том, при каких условиях облачный воздух достигает уровня выравнивания, а при каких — нет. С этой целью определим этот уровень в различных случаях стратификации атмосферы.

Точка встречи кривой состояния с кривой температур смоченного термометра определяется равенством температур T и $\overline{T}_{см}$ или равенством соответствующих значений псевдопотенциальных температур $\theta_{пс}$ и $\overline{\theta}_{пс}$. Вводя последнее условие в равенство (8), находим из него значения вертикальной координаты y_1 точки выравнивания

$$y_1 = \frac{1}{\varepsilon} \ln \left(1 + \frac{\varepsilon \, \Delta\theta_{пс\,о}}{\dfrac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y}} \right). \qquad (11)$$

Напомним, что здесь $\Delta\theta_{пс\,о}$ разность псевдопотенциальных температур облачного воздуха и среды на начальном уровне, $\dfrac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y}$ значение производной псевдопотенциальной температуры среды по вертикали, ε показатель вовлечения. Применим формулу (11) к основным случаям стратификации.

А. Среда стратифицирована конвективно-неустойчиво, т. е. кривая $\overline{T}_{см}$ поднимается с высотой более полого, чем влажные адиабаты, $\dfrac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y} < 0$. При этом условии

$$1 + \frac{\varepsilon \, \Delta\theta_{пс\,о}}{\dfrac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y}} < 1, \qquad y_1 < 0.$$

Это значит, что кривые T и $\overline{T}_{см}$ не могут встретиться выше начального уровня (единственная точка пересечения находится ниже его). Таким образом в конвективно-неустойчивом слое кривая состояния и кривая температур смоченного термометра не пересекаются, облачный воздух все время остается теплее окружающей среды и **конвективное облако может развиваться без ограничений во всем слое.**

Б. Среда стратифицирована конвективно-устойчиво, кривая $\overline{T}_{см}$ поднимается с высотой более круто, чем влажные адиабаты, $\frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y} > 0$. При этом

$$1 + \frac{\varepsilon \Delta\theta_{пс\,о}}{\frac{\partial \overline{\theta}_{пс}}{\partial y}} > 1, \qquad y_1 > 0$$

В этом случае кривые пересекаются на уровне y_1, который и служит верхней границей облака. Таким образом **в конвективно-устойчивом слое достаточной вертикальной протяженности вершина облака стабилизируется на уровне, определяемом формулой (11).**

В. Выше уровня конденсации среда стратифицирована конвективно-неустойчиво, затем, начиная с поверхности перехода — конвективно-устойчиво. Как уже упоминалось, этот случай является типичным для погодных условий, сопровождающихся развитием мощной конвективной облачности. При этом вершина облака беспрепятственно проходит конвективно-неустойчивый слой до поверхности перехода и стабилизируется выше этой поверхности (рис. 4).

Превышение вершиной поверхности перехода определяется выражением (11), в котором роль $\Delta\theta_{пс\,о}$ играет разность псевдопотенциальных температур облачного воздуха и среды на поверхности перехода. Представляется очевидным, что оно оказывается тем меньшим, чем меньше $\Delta\theta_{пс\,о}$ и чем больше $\frac{\Delta\overline{\theta}_{пс}}{\partial y}$.

4. Приложения к прогнозу конвективных явлений

1. Тот факт, что вершины конвективных облаков стабилизируются выше поверхности перехода, позволяет использовать топографию этой поверхности для анализа и, в известной мере, прогноза конвективной облачности. В самом деле, если путем обработки результатов утреннего вертикального зондирования атмосферы в разных пунктах большой территории построить кривые распределения температуры смоченного термометра в каждом пункте и определить высоту поверхности перехода, а затем провести изолинии этой высоты, то нетрудно выделить области высокого положения этой поверхности («куполы») и области низкого положения. Из сказанного прежде следует, что куполам должна соответствовать относительно большая высота вершин конвективной облачности и сопровождающие мощную конвекцию явления. Напротив, в зонах низкого положения поверхности мощная облачность мало вероятна.

В виде опыта такие карты строились для территории ЕТС и Западной Европы, причем использовались лишь данные, представленные на картах барической топографии за 03 ч. Разумеется, отсутствие полных зондов уменьшало точность определения высоты поверхности, но это окупалось большим числом точек и возможностью получить достаточно полную картину. После построения карты топографии поверхности за утренний срок нужно было представить положение поверхности в часы максимального развития внутримассовой конвекции, т. е. в 15—17 ч. С этой целью области высокого и низкого положения поверхности перемещались по воздушному потоку на поверхности AT_{700} со скоростью ветра c_{700} на этой поверхности, т. е. на расстояние 12 c_{700}. В местах, где оказывались куполы поверхности к 15—17 ч, наблюдалась, как правило, мощная конвективная облачность и во многих случаях ливни и грозы (при высоте поверхности, превышающей 5 км). Областям низкого положения поверхности соответствовала относительно небольшая вертикальная мощность облаков. Правда, низкая поверхность перехода в принципе может сопровождаться довольно мощной облачностью, если производная $\frac{\partial\bar{\theta}_{пс}}{\partial y}$ выше поверхности перехода, будучи положительной, мала по величине (см. (11)). Но опыт построения карт показал, что как правило, этого не случается и низкому положению поверхности соответствует относительно слабая интенсивность конвективных явлений.

2. Другой задачей, решаемой с помощью предложенной модели, является определение положения верхней границы конвективной облачности. С этой целью необходимо найти точку пересечения кривой распределения температур смоченного термометра с неадиабатической кривой состояния. Если первая строится без труда по данным вертикального зондирования атмосферы, то для построения второй можно было бы воспользоваться формулой (8), найдя $\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс} = \Delta\theta_{пс}$ на верхней границе конвективно-неустойчивого слоя, т. е. на поверхности перехода, и затем определить превышение y_1 вершиной этой поверхности с помощью формулы (11).

Однако бо́льшую точность и простоту расчетов обеспечивает методика, основанная на следующих соображениях. Неадиабатическое поднятие облачного воздуха на малый отрезок dy можно представить себе складывающимся из влажноадиабатического поднятия и последующего изобарического перемешивания с массой εdy вовлеченного воздуха. При первом процессе псевдопотенциальная температура $\theta_{пс}$ не меняется, при втором — имеет место ее убывание

$$d\theta_{пс} = -\varepsilon(\theta_{пс} - \bar{\theta}_{пс})\,dy.$$

Введем сюда $\theta_{пс} = \theta e^{\frac{Lq}{c_p T}} = T\left(\frac{p_{ст}}{p}\right)^{0,286} e^{\frac{Lq}{c_p T}}$

и $$\bar{\theta}_{пс} = \bar{T}\left(\frac{p_{ст}}{p}\right)^{0,286} e^{\frac{L\bar{q}}{c_p \bar{T}}},$$

где $p_{ст} = 1000$ мбар; θ — потенциальная температура.
После упрощений получаем

$$d\left(Te^{\frac{Lq}{c_p T}}\right) = -\varepsilon\left(Te^{\frac{Lq}{c_p T}} - \bar{T}e^{\frac{L\bar{q}}{c_p \bar{T}}}\right) dy.$$

Полагая величины $\frac{Lq}{c_p T}$ и $\frac{L\bar{q}}{c_p \bar{T}}$ малыми в сравнении с единицей, имеем

$$d\left[T\left(1 + \frac{Lq}{c_p T}\right)\right] = -\varepsilon\left[T\left(1 + \frac{Lq}{c_p T}\right) - \bar{T}\left(1 + \frac{L\bar{q}}{c_p \bar{T}}\right)\right] dy$$

или

$$d(c_p T + Lq) = -\varepsilon[(c_p T + Lq) - (c_p \bar{T} + L\bar{q})].$$

Величина удельной энтальпии наружного воздуха $c_p \bar{T} + L\bar{q}$ не меняется при переходе путем изобаро-адиабатического испарения воды к состоянию насыщения при температуре $\bar{T}_{см}$ смоченного термометра.

Учитывая, что $c_p T + Lq = c_p T_{см} + Lq(T_{см})$,

$$dq = \frac{Lq}{R_d T^2} dT, \quad q - q(\bar{T}_{см}) = \frac{Lq_{ср}}{R_d T_{ср}^2}(T - \bar{T}_{см}),$$

где R_d — удельная газовая постоянная пара; $T_{ср}$ — среднее значение температуры между $\bar{T}_{см}$ и T, а $q_{ср}$ — среднее значение удельной влажности между q и $q(T_{см})$, приводим последнее равенство к виду:

$$\left(c_p + \frac{L^2 q}{R_d T^2}\right) dT = -\varepsilon\left(c_p + \frac{Lq_{ср}}{R_d T_{ср}}\right)(T - \bar{T}_{см})\, dy.$$

Пренебрегая обычно малым различием величин $\frac{q}{T^2}$ и $\frac{q_{ср}}{T_{ср}^2}$, получаем

$$dT = -\varepsilon(T - \bar{T}_{см})\, dy. \qquad (12)$$

Иными словами, эффект вовлечения приводит к сдвигу фигуративной точки на изобаре от влажной адиабаты в сторону низких температур на величину $\varepsilon(T - \bar{T}_{см})dy$. При расчетах переходят

к конечным разностям. В итоге получаем следующую методику расчета высоты верхней границы конвективной облачности.

А. По данным утреннего зондирования атмосферы строится кривая вертикального распределения температуры смоченного термометра; на этой кривой намечается положение поверхности перехода, отделяющей конвективно-неустойчивый слой от расположенного выше конвективно-устойчивого слоя.

Б. От точки конденсации приземного воздуха перемещаются по влажной адиабате на расстояние, соответствующее изменению давления $\Delta y = 50$ мбар, от полученной точки смещаются по изобаре в сторону низких температур на $\varepsilon(T - T_{см})\Delta y$, где, как показывают расчеты, наилучшие результаты получаются при $\varepsilon = 0{,}5 \cdot 10^{-2}$ мбар$^{-1}$. Иначе говоря, смещение составляет $0{,}25(T - \overline{T}_{см})$. Из полученной точки вновь смещаются по влажной адиабате на 50 мбар и затем по изобаре на расстояние $0{,}25(T - \overline{T}_{см})$ на этом уровне. Так ступенями ведут расчеты до достижения поверхности перехода. Выше этой поверхности, т. е. в конвективно-устойчивом слое целесообразно использовать значение $\varepsilon = 10^{-2}$ мбар$^{-1}$ и, значит, после смещения по адиабате на 50 мбар смещаться по изобаре на расстояние $0{,}5(T - \overline{T}_{см})$. Таким образом поступают до встречи с кривой температур смоченного термометра; точка встречи определяет собой положение вершины, если бы облачность развивалась в момент зондирования.

В. Осуществляется перенос полученного результата в пункт, куда придет воздух в часы максимального развития конвекции (15—17 ч). Расчеты показывают, что наилучшие результаты дает перенос со скоростью ветра на уровне 700 мбар, т. е. на расстояние, примерно равное $c_{700} \cdot 12$. К этому пункту и относится полученная высота верхней границы конвективной облачности.

3. Описанный выше метод определения верхней границы конвективной облачности нетрудно использовать для предвычисления районов грозового положения. Под грозовым положением в данном пункте здесь понимается такая погодная ситуация, когда в радиусе 100 км вокруг пункта в 15—17 ч и в более позднее время образуется мощная конвективная облачность и хотя бы в одном месте имеют место грозы. Анализ большого аэросиноптического материала позволил прийти к выводу, что важнейшими факторами грозообразования являются следующие:

1. Положение «облачной» адиабаты, под которой понимается влажная адиабата, проходящая через точку конденсации приземного воздуха в часы максимального развития конвекции. Адиабата характеризуется соответствующим значением псевдопотенциальной температуры $\theta_{пс\,обл}$, которое однозначно связано со значением псевдопотенциальной температуры $\theta^{y}_{пс\,850}$ воздуха на изобарической поверхности 850 мбар в утренние часы

$$\theta_{пс\,обл} = -0{,}019\,(\theta^{y}_{пс\,850}) - 0{,}052\,\theta^{y}_{пс\,850} + 20{,}7^{\circ}\,\text{C}.$$

Зная $\theta_{пс\ обл}$ определяют температуру $T_{а\ 500}$ в точке встречи облачной адиабаты с изобарой 500 мбар.

2. Достижение вершиной облака критической высоты, определяющей собой возможность грозообразования. Критическая высота зависит от положения облачной адиабаты: чем больше $\theta_{пс\ обл}$

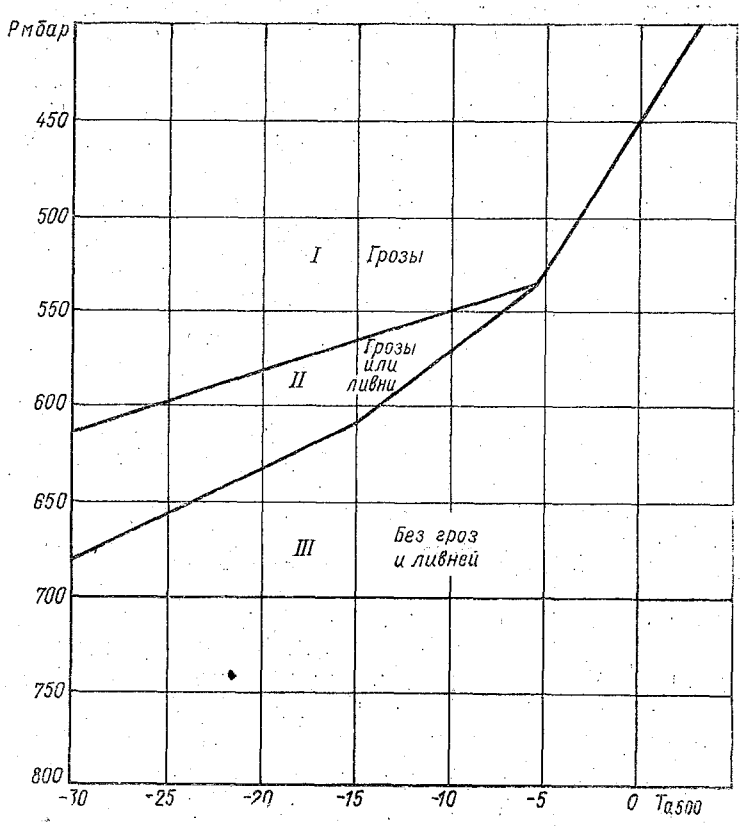

Рис. 5. Критическая высота верхней границы конвективной облачности, определяющая возникновение грозового положения, как функция положения облачной адиабаты.

и, соответственно, $T_{а\ 500}$, тем больше критическая высота. На рис. 5 показаны значения критической высоты (в единицах давления) при разных значениях $T_{а\ 500}$. Вся площадь графика делится на три зоны: в зоне I, где высота облачности превышает критическую, всегда имеет место грозообразование; в зоне II грозы и ливни возникают в 60—70% всех случаев; в зоне III, где высоты вершин меньше критической, грозы не возникают. Несомненным представляется тот факт, что критическая высота вершин не одинакова для разных адиабат: с ростом $T_{а\ 500}$, т. е. $\theta_{пс\ обл}$

и, значит, удельной энтропии воздуха на уровне конденсации, критическая высота заметно возрастает. Например, для теплого и влажного воздуха субтропических широт она может превышать уровень 400 мбар, тогда как для воздуха средних широт нашей страны типичные значения ее колеблются около 500—550 мбар, а в северных широтах они располагаются на гораздо меньших высотах.

При составлении прогноза результаты расчетов относят не к тем пунктам, где производилось утреннее зондирование, а к тем, куда придет воздух к 15—17 ч, если он будет двигаться со скоростью ветра на уровне 700 мбар.

Предложенный метод был реализован на ЭВМ и испытан на материале зондирований и синоптических наблюдений, причем имело место хорошее соответствие между предсказанными и фактически наблюдавшимися явлениями. Разумеется, испытания метода целесообразно продолжить в условиях работы прогностических учреждений гидрометеослужбы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов В. Х. Способы расчета и прогноза основных метеорологических характеристик и явлений погоды. — М.: Изд. Московского университета, 1978. — 364 с.
2. Славин И. А. Термодинамика гроз. Л.: Изд. Ленинградской Военной Инженерной Академии им. А. Ф. Можайского, 1969. — 318 с.

УДК 551.558

В. Н. МАЛИНИН, Н. П СМИРНОВ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АЭРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ В ЦЕЛЯХ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА СТОКА КРУПНЫХ РЕК

Долгосрочный прогноз речного стока является одним из важнейших видов прогноза для народного хозяйства. В соответствии с предложением Г. П. Калинина [4] гидрологические прогнозы можно классифицировать на детерминистические (генетические), статистические и прогнозы, основанные на методах географического анализа (аналогий, сравнений, обобщений, интерполяций).

В детерминистическом прогнозировании ведущую роль играет использование таких фундаментальных законов физики, как законы хранения материи и энергии. Например, теоретической основой для разработки методов расчета и прогноза стока за период половодья являются уравнения водного и теплового балансов, движения жидкости в плавящейся среде (снеге), инфильтрации влаги в мерзлую почву и т. д.

Совместное решение этих уравнений пока что представляет неразрешимую задачу, поэтому на практике обычно используют эмпирические зависимости стока от запасов влаги в снежном покрове перед началом снеготаяния, последующих осадков и характеристик водопоглотительной способности бассейна в конце зимы (глубины промерзания, осеннего увлажнения почвы и др.) [1]. Для оценки снегозапасов и характеристик водопоглотительной способности бассейна, как правило, требуются специальные экспедиционные исследования. Учитывая большую пространственную изменчивость этих величин, даже указанный выше упрощенный подход становится приемлемым только для сравнительно небольших водосборов.

В отличие от детерминистического направления статистические методы прогноза, не вскрывая физической сути явлений, основываются на изучении внутренней структуры и законов изменения продолжительных рядов наблюдений или на установлении статистических связей между предсказываемой характеристикой и предикторами. Статистические методы обычно используются для тех водосборов, где имеются продолжительные ряды наблюдений за элементами водного баланса. Неустойчивость связей, нестационарность и неоднородность рядов наблюдений, трудность подбора предикторов и другие факторы накладывают существенные ограничения на широкое распространение статистических методов прогнозов. Однако в последние десятилетия были достигнуты определенные успехи в разработке таких прогнозов, основанных на использовании методов многомерного анализа [9].

По-видимому, дальнейший прогресс в области гидрологических прогнозов следует ожидать при разумном сочетании детерминистического и статистического направлений. Применительно к детальному прогнозу стока крупных рек более целесообразно использовать систему уравнений водного баланса атмосферы и литосферы, поскольку это позволяет, с одной стороны, существенно расширить наши представления о закономерностях гидрологического цикла (ГЦ) речных бассейнов, а, с другой стороны — привлечь для гидрологических расчетов новый вид информации: данные радиозондирования атмосферы.

Рассмотрим основные принципы построения прогностических схем с использованием данных об атмосферной ветви ГЦ на примере бассейна Волги, прогноз стока для которого представляет чрезвычайно важную задачу в связи с проблемой Каспийского моря [4, 11]. Заметим, что впервые задача разработки метода

прогноза речного стока на основе аэрологической информации была поставлена в работе авторов [8].

Запишем уравнение водного баланса атмосферы над речным бассейном в виде

$$\langle \Delta \overline{W} \rangle + \langle \overline{\operatorname{div} \vec{F}} \rangle = \langle \overline{E} - \overline{P} \rangle, \qquad (1)$$

где черта сверху означает осреднение во времени, а скобки — осреднение по пространству.

Из уравнения (1) следует, что изменения влагосодержания атмосферы (ΔW) в некотором объеме атмосферы, ограниченном снизу площадью речного бассейна, а сверху — высотой, выше которой влажностью можно пренебречь, обусловлены разностью между оттоком и притоком водяного пара через вертикальные грани объема ($\overline{\operatorname{div} \vec{F}}$) и разностью между испарением (E) и осадками (P) на территории бассейна. В данном уравнении не учитываются изменения водозапаса атмосферы и разность между горизонтальным оттоком и притоком воды (в облаках) в рассматриваемый объем.

Сравнительная оценка левых членов уравнения (1) показывает, что основной вклад в формирование водного баланса атмосферы (ВБА) вносит $\langle \overline{\operatorname{div} \vec{F}} \rangle$. Характерной особенностью ВБА является то обстоятельство, что точность расчета левых членов уравнения (1) повышается с увеличением пространственно-временного масштаба осреднения. Как было показано в работе [6], при достаточно плотной сети аэрологических станций, точность вычисления $\langle \overline{\operatorname{div} \vec{F}} \rangle$ за многолетний период сравнима с точностью определения за этот же период речного стока для площадей более 1 млн. км^2.

Правая часть уравнения ВБА, т. е. разность «испарение минус осадки», в зимний период в первом приближении характеризует изменения снегозапасов, поэтому

$$\langle \Delta \overline{S}_{sn} \rangle = - \langle \Delta \overline{W} \rangle - \langle \overline{\operatorname{div} \vec{F}} \rangle.$$

В этом уравнении не учитывается величина водоотдачи из снега во время оттепелей, вклад которой в максимальный запас влаги в снежном покрове для бассейна Волги незначителен [7].

Запас влаги в снежном покрове перед началом снеготаяния, как известно, относится к числу наиболее важных факторов, обуславливающих сток. Весьма существенным является то, что его роль для прогноза стока возрастает по мере увеличения площади водосбора. В связи с этим еще в 1946 г. Б. Д. Зайковым [3] было высказано мнение, что объем весеннего половодья Волги благодаря огромной площади ее бассейна на 90% определяется зимними осадками.

Другим фактором, оказывающим значительное влияние на формирование стока, является осеннее увлажнение бассейна,

в качестве которого можно принять величину $\langle \overline{P} - \overline{E} \rangle$. Есть основание считать, что роль осеннего увлажнения, очевидно, также возрастает с увеличением площади водосбора.

В результате, в качестве рабочей гипотезы можно принять, что накопление влаги в региональных и крупных бассейнах к моменту половодья практически определяет сток в последующие месяцы до начала нового половодья, т. е. фактически годовой сток. При этом заметим, что годовой сток для рек с преимущественно снеговым питанием тесным образом связан с объемом половодья.

Накопление влаги в бассейне Волги происходит в сентябре — марте [7, 8]. Устойчивый снежный покров устанавливается в середине ноября, а его интенсивное таяние начинается в конце марта. Из соображений удобства вычислений, приближенно примем, что аккумуляция запасов влаги в снежном покрове происходит 4 месяца (декабрь—март), а продолжительность осеннего увлажнения составляет 3 месяца (сентябрь—ноябрь). Вклад осеннего увлажнения в суммарный запас влаги, накопленный в бассейне к началу половодья, для средних многолетних условий весьма значителен ($\sim 50\%$).

В связи с заметным влиянием хозяйственной деятельности на водный баланс бассейна [6, 11] при разработке методики прогноза будем различать измеренные (фактические) величины годового и весеннего* стока (Q_y и Q_{sp}) и их восстановленные (естественные) значения (Q_{yna} и Q_{spna}).

В отличие от годового стока, антропогенные изменения которого оценить весьма сложно, изменения весеннего стока под влиянием хозяйственной деятельности в основном обусловлены аккумуляцией его в водохранилищах и прудах. В связи с этим восстановленный весенний сток достаточно точно может быть определен как $Q_{spna} = Q_{sp} + \Delta S_{la}$, где ΔS_{la} — изменения запасов влаги в водохранилищах Волжско-Камского каскада.

Запас влаги в снежном покрове ($\overline{S_{sn}}$) и осеннее увлажнение ($\overline{S_a}$) были вычислены за 1965—1979 гг. для бассейна Волги до Куйбышева ($A = 1{,}2 \cdot 10^6$ км^2), ниже которого боковая приточность крайне мала. Исходной информацией для выполнения расчетов послужили средние месячные аэрологические данные на основных изобарических поверхностях, дополненные данными на поверхностях 900 и 800 мбар.

Учитывая характер указанной информации, вначале был вычислен результирующий приток водяного пара за счет среднего движения атмосферы по следующей формуле:

$$< \operatorname{div} \vec{F} > = \frac{1}{Ag} \oint_L \int_0^{p_0} \overline{V}_n \, \overline{q} \, dp \, dL ,$$

* Под весенним стоком будем понимать сток за II квартал, который близок к объему стока за период половодья.

где g — ускорение силы тяжести; v_n — нормальная составляющая скорости ветра; q — удельная влажность; p_0 — давление у поверхности земли; L — периметр контура, стягивающего площадь A. Бассейн Волги был аппроксимирован контуром из 12 аэрологических станций (рис. 1), при этом среднее расстояние между станциями составляет 400 км, а максимальное (Вологда—Сыктывкар) — 660 км.

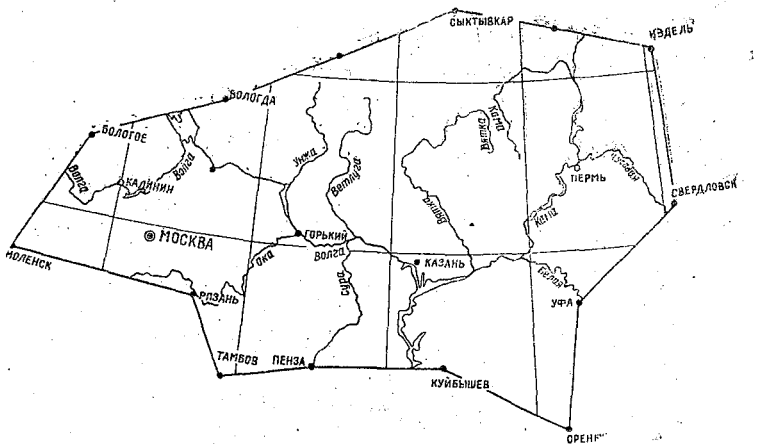

Рис. 1. Схема аппроксимации бассейна Волги контуром из аэрологических станций.

Как известно,

$$\langle \overline{\operatorname{div} \vec{F}} \rangle = \langle \operatorname{div} \overline{\vec{F}} \rangle + \langle \overline{\operatorname{div} F'} \rangle,$$

где второй член справа характеризует приток (отток) водяного пара за счет вихрей синоптического масштаба. Оценка $\langle \overline{\operatorname{div} F'} \rangle$ на основе эмпирических данных представляет сложную проблему в связи с трудоемкостью обработки огромных массивов срочной аэрологической информации. Поэтому воспользуемся параметрическим соотношением

$$\langle \overline{\operatorname{div} F} \rangle = 0{,}72 \langle \operatorname{div} \overline{\vec{F}} \rangle - 27{,}12,$$

полученным для периода накопления (октябрь — март) влаги в бассейне Волги за 1965—1967 гг. Среднеквадратическая ошибка этого уравнения составляет 8,0 мм.

Изменения влагосодержания атмосферы за декабрь—март ввиду их малости не учитывались, а за сентябрь—ноябрь принимались равными среднемноголетним месячным значениям.

Определенные на основе данных стандартной сети аэрологических станций величины $\langle \overline{S_{sn}} \rangle$ и $\langle \overline{S_a} \rangle$ использовались для по-

строения прогностических зависимостей с годовым и весенним стоком. Заметим, что во всех случаях рассматривался один и тот же 11-летний период (1965—1975 гг.). Значения $\langle \overline{S_{sn}} \rangle$ и $\langle \overline{S_a} \rangle$ за 1976—1979 гг. были использованы на следующем этапе для оценки оправдываемости прогнозов.

Графики связи величин $\langle \overline{S_{sn}} \rangle$ с годовым и весенним стоком приводятся на рис. 2. Нетрудно видеть, что величины годового измеренного и весеннего восстановленного стока за исключением трех маловодных лет (1967, 1973, 1975 гг.) существенным образом зависят от запаса влаги в снежном покрове, причем теснота связи в обоих случаях примерно одинакова. Одновременно можно отметить малую информативность величин $\langle \overline{S_{sn}} \rangle$ по отношению к формированию стока в маловодные годы. Использование в качестве предиктора значений снегозапасов, определенных по снегомерным съемкам, показало, что связь их с величинами стока значительно хуже.

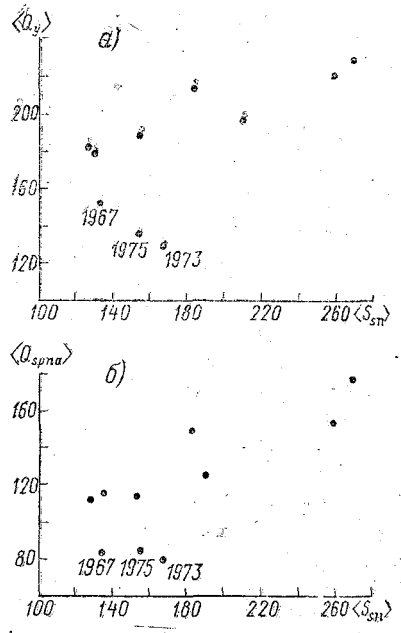

Рис. 2. График связи годового измеренного (*а*) и весеннего восстановленного (*б*) стока Волги у Куйбышева с величинами максимального запаса влаги в снежном покрове.

Роль осеннего увлажнения для прогноза стока наглядно видна на рис. 3, на котором представлены графики связи значений суммарного накопления влаги в бассейне к началу половодья ($\langle \overline{S_{sn}} + \overline{S_a} \rangle$) с величинами стока. По сравнению с рис. 2 теснота связи значений $\langle \overline{S_{sn}} + \overline{S_a} \rangle$ с годовым и весенним стоком существенно повышается, причем из всей совокупности точек на графике для весеннего стока отделилась лишь одна (1973 г.) Это обусловлено тем, что осеннее увлажнение в значительной мере влияет на водопоглотительную способность почвы в период снеготаяния. При прочих равных условиях, чем выше осеннее увлажнение, тем ниже водопоглотительная способность бассейна и тем выше весенний сток.

Связь между $\langle \overline{S_{sn}} + \overline{S_a} \rangle$ и величинами стока почти линейна. Для годового стока (исключая 1973 и 1975 гг.) коэффициент корреляции $r = 0{,}95$, а для весеннего стока (исключая 1973 г.) $r =$

= 0,90. Соответствующие уравнения регрессии, имеющие прогностический характер, приводятся ниже

$$\langle \overline{Q_y} \rangle = 0{,}39\,(\langle \overline{S_{sn}} + \overline{S_a} \rangle) + 74{,}00; \qquad (2)$$

$$\langle \overline{Q_{spna}} \rangle = 0{,}43\,(\langle \overline{S_{sn}} + \overline{S_a} \rangle) - 6{,}00. \qquad (3)$$

Таким образом, суммарное накопление влаги в бассейне почти полностью определяет годовой и весенний сток Волги.

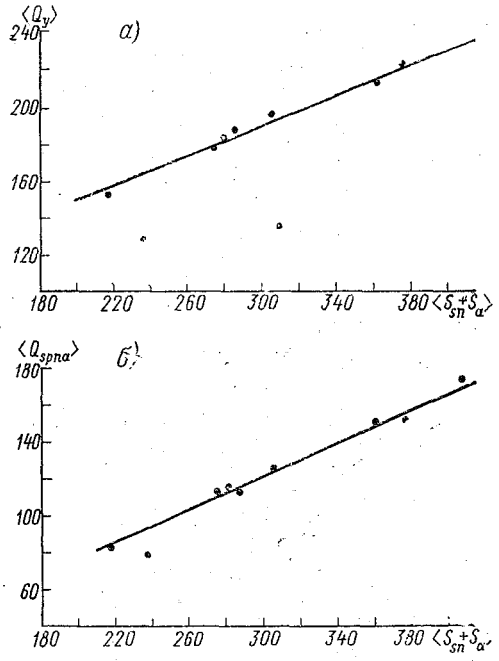

Рис. 3. График связи годового измеренного (*а*) и весеннего восстановленного (*б*) стока Волги у Куйбышева с величинами суммарного накопления влаги в бассейне к началу половодья.

Дальнейшее уточнение прогностических зависимостей (2) и (3) должно относиться к более полному учету условий, влияющих на формирование объема стока в маловодные годы. Так, одной из основных причин маловодности 1973 г. является очень сильная летняя засуха 1972 г., поразившая практически полностью всю территорию бассейна. В результате засухи количество осадков за июль—август составило лишь около трети от нормы, в то время как испаряемость (E_0) была экстремальной. Вследствие высоких градиентов почвенной влаги значительное количество запасов

подземных вод было израсходовано на испарение, что привело к их сильному истощению.

На многих гидрогеологических скважинах зарегистрированы самые низкие за весь период наблюдений уровни грунтовых вод, т. е. произошла сработка не только ежегодно возобновляемых ресурсов подземных вод, но и части запасов из более глубоких водоносных горизонтов. Это привело к тому, что значительно большая по сравнению со средними многолетними условиями часть осеннего увлажнения и зимних снегозапасов ушла на восстановление израсходованных запасов подземных вод, в результате чего весенний сток оказался значительно ниже, чем это следует из уравнения (3). Если в качестве летнего (июнь—август) увлажнения также принять разность $\langle \overline{P} - \overline{E} \rangle$, то ее величина для 1972 г. была значительно меньше нормы.

Маловодный характер 1975 г. также, по-видимому, вызван предшествующими условиями увлажнения. Летом 1974 г. на территории бассейна наблюдалось оптимальное сочетание энергетических (E_0) и водных (P) ресурсов, вследствие чего испарение намного превысило норму [6]. Поскольку количество осадков в этот период было близким к средним многолетним значениям, то летнее увлажнение оказалось ниже нормы. Это могло привести к тому, что несколько большая часть осеннего увлажнения ушла на пополнение запасов грунтовых вод.

Следовательно, из анализа условий формирования стока в маловодные годы можно полагать, что для успешного прогнозирования стока аномальных по водности лет необходимо дополнительно учитывать летнее увлажнение предшествующего года.

Выполненный нами анализ показал, что только значительные аномалии летнего увлажнения несут ценную в прогностическом смысле информацию, т. е. обладают долговременной гидрологической памятью. Весьма характерно, что аномалии летнего увлажнения, как правило, соответствуют аномальным по водности годам (1973, 1975, 1979 гг.).

В качестве критерия величины аномалии летнего увлажнения, учет которой становится уже необходим для прогноза стока, можно принять 0,1 характерного значения суммарной аккумуляции влаги в бассейне, т. е. 30 мм. Аномалия летнего увлажнения в 1972 г. составила —78 мм, а в 1974 г. — 31 мм, в результате к началу половодий 1973 и 1975 гг. суммарный запас влаги в бассейне соответственно равнялся 232 мм и 206 мм. Нетрудно видеть, что использование этих данных позволяет уменьшить разность между предвычисленными и реально измеренными годовыми величинами стока (табл. 1). Однако некоторое различие в измеренных и предвычисленных значениях стока сохраняется, да и вряд ли оно может быть устранено полностью, поскольку в маловодные годы по сравнению с многоводными безвозвратные потери на испарение в бассейне существенно выше.

Таблица 1

Оценка роли аномалий предшествующего летнего увлажнения для предвычисления стока маловодных лет в мм/год

Год	Предвычислительный годовой сток по ф-ле (2) без учета летнего увлажнения	Предвычислительный годовой сток по ф-ле (2) с учетом летнего увлажнения	Годовой измеренный сток	Разность II и IV граф	Разность III и IV граф
1973	195	164	137	58	27
1975	166	154	130	36	24

Оценка возможности использования формул (2) и (3) в прогностических целях была осуществлена на независимых данных для 1976—1979 гг. Сравнение предвычисленных и наблюденных величин стока для указанных лет приводится в табл. 2. Заметим, что допустимая ошибка прогноза, равная $\Delta_{доп} = 0{,}674\delta$, для годового стока составляет 24 мм, а для весеннего стока — 17 мм.

Как видно из табл. 2, погрешность прогноза годового и весеннего стока за исключением многоводного 1979 г. не выходит за пределы допустимой ошибки, поэтому оправдываемость опытных прогнозов в целом можно признать удовлетворительной.

Таблица 2

Сравнение предвычисленных с помощью метода водного баланса атмосферы и фактических значений стока Волги у Куйбышева в мм

Год	Годовой измеренный сток		Весенний восстановленный сток	
	$Q_{выч}$	$Q_{набл}$	$Q_{выч}$	$Q_{набл}$
1976	154	159	82	86
1977	159	149	88	105
1978	206	222	139	124
1979	231	258	167	143

Причины неудачного прогноза на 1979 г не вполне ясны. Запасы влаги в снежном покрове к началу половодья имели экстремально высокие значения, осеннее увлажнение также было выше нормы. В апреле на большей части территории температура воздуха была на 2—5° ниже нормы, что задержало вскрытие многих рек.

В начале мая произошел резкий переход к высоким температурам (15—20° С), которые удерживались почти весь месяц, что

привело к бурному подъему уровня на реках. На левобережных притоках Волги он достигал максимальных значений за весь период наблюдений. Однако по данным измерений в створе Куйбышевской ГЭС сток за II квартал 1979 г. составил 119 мм, а с учетом аккумуляции в водохранилищах — 143 мм, что превышает норму лишь примерно на 20%.

В целом, однако, полученные результаты свидетельствуют о принципиальной возможности создания методики (детального) прогноза годового и весеннего стока Волги на основе метода ВБА. Достоинством предлагаемого подхода является то, что он, во-первых, основан исключительно на данных стандартной сети аэрологических станций и не требует проведения каких-либо специальных экспедиционных исследований, а, во-вторых, при установлении территориально-общих зависимостей $\langle \overline{Q} \rangle$ от $\langle \overline{S_{sn}} + \overline{S_a} \rangle$ может быть использован для прогноза стока в крупных административных или экономических районах, границы которых, как правило, не совпадают с водоразделами речных бассейнов.

Есть также основания полагать, что метод ВБА может быть применен для прогноза стока рек не только с преимущественно снеговым питанием. В работе Маркуса, Салати и Сантоса [12], посвященной изучению переноса водяного пара над бассейном Амазонки, выполнено сравнение величин $\langle \overline{Q} \rangle$ и $\langle \overline{\operatorname{div} \vec{F}} \rangle$ за 1972—1975 гг., которое показало возможность прогнозирования стока Амазонки с заблаговременностью 3 месяца на основе данных о $\langle \overline{\operatorname{div} \vec{F}} \rangle$.

Наиболее рациональный путь практической реализации предложенного выше подхода состоит в построении автоматизированной системы расчета текущего водного баланса (АСВБ), основу которой составляют уравнения наземной и атмосферной ветвей ГЦ. Отличительной чертой АСВБ является то, что она может служить одновременно подсистемой единой водохозяйственной системы страны [2] и автоматизированной информационной системы ведения государственного водного кадастра [9].

Не вдаваясь в детали, рассмотрим кратко основные функции и принципы построения АСВБ. Принципы построения АСВБ состоят в следующем:

а) автоматизация основных и вспомогательных операций;

б) интегрированная обработка исходных данных, суть которой состоит в том, что информация, поступающая от одного или нескольких источников, вводится в ЭВМ и по мере необходимости может неоднократно использоваться в различных вычислительных операциях;

в) универсальность, предусматривающая возможность применения данной системы для речных бассейнов, расположенных в различных физико-географических условиях.

По характеру выполненных работ и получаемых результатов АСВБ может быть разбита на три крупных функциональных блока: вспомогательный, основной и статистический.

Вспомогательный блок предназначен для выполнения необходимых подготовительных операций, цель которых состоит в приведении исходной информации к виду, удобному для ее дальнейшего использования на ЭВМ. Основной исходной информацией для системы являются значения основных метеорологических элементов на изобарических поверхностях (температура, влажность, направление и скорость ветра), данные осадкомерной сети станций и величины речного стока через замыкающий створ. Естественно, при решении специальных задач в систему может вводиться любая необходимая для этого информация.

Основными функциями вспомогательного блока являются:

а) обеспечение ввода, раскодировка и приведение исходных полей к стандартному виду;

б) получение необходимых выборок и формирование рядов;

в) восстановление отсутствующей информации, обусловленной пропусками в аэрометеорологических и гидрологических наблюдениях;

г) объективный анализ исходных полей.

Объективный анализ исходных полей необходим по нескольким причинам. Прежде всего для интерполяции аэрологической информации в точки, аппроксимирующие контур исследуемого бассейна (района) таким образом, чтобы расстояние между ними не превышало 400 км. Кроме того, объективный анализ может быть использован для интерполяции аэрологических и гидрологических (в частности, осадкомерных) данных в узлы регулярной сетки. В результате, в дальнейшем значительно облегчается расчет средних по площади составляющих водного баланса (влагосодержания атмосферы, осадков, испарения). И, наконец, методы объективного анализа могут использоваться для восстановления отсутствующей информации.

Основной блок предназначен для расчета составляющих водного баланса подстилающей поверхности и атмосферы над ней. Естественно, помимо прогностических целей, составляющие ВБА могут быть использованы и для решения других задач, например оценки антропогенных изменений речного стока и испарения, обеспечения потребителей воднобалансовой информацией, рационального использования водных ресурсов и др.

Статистический блок служит для получения вероятностных характеристик и изучения пространственно-временной структуры как исходных полей, так и величин, полученных в предыдущем блоке. Данный блок состоит из комплекса статистических программ: расчет стандартных статистических характеристик исследуемых рядов, расчет структурных и корреляционных функций, спектральный анализ, метод главных компонент и др.

Основным ограничением для построения АСВБ при достаточно плотной сети аэрологических и осадкомерных станций является следующее условие: площадь рассматриваемого бассейна или административного района должна превышать 0,8—1 млн. км^2, а период осреднения компонент водного баланса на «выходе» из системы должен быть не менее 7 суток.

Дальнейшее усовершенствование предлагаемой методики прогноза стока состоит в необходимости оценки весеннего увлажнения за период подъема половодья и учета степени дружности весны, т. е. оценки интенсивности снеготаяния. Предствляется, что для определения этих факторов также можно использовать только внешние параметры, т. е. метеорологические (высотные и приземные) данные.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 419 с.
2. Воропаев Г. В. Единая водохозяйственная система страны. — Водные ресурсы, 1976, № 6, с. 99—109.
3. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. — Труды НИУГУГМС, 1946, сер. IV, вып. 38. — 50 с.
4. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 377 с.
5. Малинин В. Н. К оценке точности расчета дивергенции потока водяного пара. — Труды ААНИИ, 1977, т. 362, с. 40—49.
6. Малинин В. Н. Об использовании метода водного баланса атмосферы для оценки антропогенных изменений испарения в крупных речных бассейнах (на примере бассейна р. Волги). — Труды ГГИ, 1982, вып. 296.
7. Малинин В. Н., Румянцев В. А. Оценка водного баланса крупных речных бассейнов с использованием аэрологической информации. — Труды ГГИ, 1981, вып. 282, с. 43—50.
8. Малинин В. Н., Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. К изучению водного баланса бассейна Волги по аэрологическим данным. — Водные ресурсы, 1974, № 6, с. 74—84.
9. Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. Применение методов многомерного статистического анализа в гидрологических расчетах. — Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда, 1976, т. 7, с. 56—62.
10. Семенов В. А. Организационные принципы создания автоматизированной информационной системы ведения государственного водного кадастра. — Труды ВНИИГМИ — МЦД, 1981, вып. 78, с. 3—16.
11. Шикломанов И. А. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 79 с.
12. Marques J., Salati E., Santos J. A divergência do campo do tluxo de vapor d'aqua e as chuvas na regiao Amazônica. Acta amazôn., 1980, 10, № 1, 133—140.

УДК 630:551.5:633.11

Э. Г. ПАЛАГИН

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДИАГНОЗА ЗИМОВКИ ОЗИМЫХ КУЛЬТУР

Озимые культуры дают более трети всего урожая зерновых в СССР. Кроме того, их урожайность больше, чем яровых. Так, например, в основных районах возделывания озимой пшеницы она в полтора, а в отдельные годы в два раза выше, чем яровой. В настоящий момент поставлена задача в ближайшие годы увеличить валовой сбор зерна до 238—243 млн. т. Это должно быть достигнуто прежде всего за счет расширения посевных площадей, занятых озимыми культурами, т. е. за счет движения границ их возделывания на север и на восток. Ясно, что условия выживания при этом становятся более жесткими. И, естественно, встает вопрос о путях уменьшения возможных потерь в период зимовки. Один из них — введение новых морозоустойчивых и высокоурожайных сортов. Второй — должен быть связан с агрометеорологическими аспектами проблемы и исходить из следующего: а) наибольшей целесообразности размещения различных сортов озимых; б) своевременного пересева весной с учетом заранее спрогнозированных площадей гибели; в) наиболее рационального применения агротехники, основываясь на фактических условиях перезимовки и ожидаемых агрометеоусловиях.

Все эти задачи могут быть решены при условии информации об условиях зимовки и наличии достаточно хорошо, с практической точки зрения, работающей прогностической схемы.

Агрометеорологические прогнозы даются в системе Госкомгидромета по статистическим зависимостям, разработанным Моисейчик [3]. Они позволяют определять площади с различной степенью повреждения озимых, используя в качестве предикторов глубину промерзания и абсолютный минимум температуры на глубине узла кущения за зимний период, а также толщину снега и ледяной корки, если она возникает. Все указанные параметры заимствуются из сетевых наблюдений. При этом, как отмечается в [3], иногда такие данные по конкретному региону либо отсутствуют, либо не являются достаточно репрезентативными. Тем не менее прогноз в среднем дает хорошие результаты, но сами расчеты проводятся вручную и требуют больших затрат сил и времени.

Следует обратить внимание еще на одно обстоятельство. Практически все используемые в настоящее время в агрометеорологии прогностические схемы основаны на уравнениях линейной регрессии. Совершенно очевидно, что здесь возможен учет только мини-

мального числа параметров, и, что с определенной степенью точности, эти, по своему существу статистические, связи справедливы лишь в среднем. Но бывают аномальные годы, когда неучтенные факторы могут играть доминирующую роль. Тогда прогноз обречен на неудачу. Опыт показывает, что раз в 5—6 лет так и бывает, и это, естественно, влечет за собой весьма нежелательные последствия экономического плана.

Гидродинамическая модель лишена указанных недостатков, ибо основана, во-первых, на использовании уравнений и условий однозначности, являющихся математическим описанием реальных физических процессов, протекающих в рассматриваемых средах. Во-вторых, алгоритмизация модели и ее численная реализация на ЭВМ позволяет использовать всю доступную информацию, прослеживая динамику процесса перезимовки в течение всего сезона. Здесь, разумеется, также есть свои ограничения. Поэтому по отношению к модели перезимовки в процессе ее разработки выдвигался ряд требований, выполнение которых служит одновременно критерием практической реализуемости модели. Она должна: обеспечивать достаточную точность, а следовательно, с возможной полнотой учитывать физические особенности процесса; быть одновременно достаточно гибкой и оперативной, чтобы проводить массовые расчеты с учетом реально встречающихся в природе ситуаций; опираться на материалы только стандартных наблюдений. В отличие от эмпирических методов указанный подход является более универсальным, позволяя в рамках единой математической модели рассчитывать агрометеорологические факторы, необходимые для диагноза и прогноза, включая и традиционно используемые.

Хочется сразу подчеркнуть, что, по нашему мнению, гидродинамическая модель не должна служить альтернативой существующей методике. Наоборот, их синтез должен, и, как показано далее, решает задачу уточнения прогноза и ликвидации тех сбоев, о которых речь шла выше.

Теперь коротко о факторах, вызывающих повреждение озимых [2, 3]. Главные из них: вымерзание, связанное с воздействием низких температур на узел кущения растений; выпревание, происходящее в результате пребывания под мощным снежным покровом при температуре, близкой к 0° С; ледяная корка, приводящая при длительном залегании к удушению растений. Механизм возникновения последней наиболее сложен. Первые два фактора поддаются учету через посредство статистических связей, но для ледяной корки в силу многофакторности условий ее возникновения подобного рода удовлетворительных связей вообще нет. И в этом случае следует целиком ориентироваться на гидродинамические методы исследования.

Ниже мы обратимся к физическому содержанию рассматриваемой проблемы и ее математической формулировке [5]. В данном случае мы имеем дело с составной средой, включающей в себя

приземный слой атмосферы, снег, мерзлую и талую почву. Толщина снега является переменной как во времени, так и по пространству, причем пространственное ее распределение является случайной величиной. Таким образом мы приходим к необходимости формулировать задачу с динамическими уравнениями и статистическими граничными условиями. Это обстоятельство позволяет рассматривать все процессы в одномерной постановке, поскольку горизонтальная неоднородность, обусловленная изменением мощности снежного покрова тем самым учитывается, а его теплоизолирующее действие значительно превышает возможное изменение термических характеристик почвы, где вертикальные градиенты к тому же значительно больше горизонтальных. Что же касается атмосферы, то в пределах региона, охватываемого наблюдениями конкретной метеостанции, все метеоэлементы можно считать постоянными, так как на полях мы имеем дело с однородной подстилающей поверхностью.

Процессы обмена в системе атмосфера-подстилающая поверхность есть результат комплексного взаимодействия рассматриваемых сред. Поэтому в принципе при построении теоретической модели необходимо исходить из замкнутой системы уравнений, описывающих их термодинамическое состояние. Но в нашем случае в соответствии с поставленными целями и вследствие того, что практические приложения в основном ориентированы на область агрометеорологии, первоочередной задачей является исследование динамики тепло- и влагообмена в покрытой снегом или оголенной почве. В такой постановке вопрос о взаимодействии будет сводиться к учету влияния атмосферы путем использования имеющейся в наличии информации об изменении метеоэлементов во времени. То есть речь должна идти о формулировке соответствующего граничного условия на подстилающей поверхности. Способ его отыскания зависит от характера и объема имеющихся в распоряжении данных.

В нашем случае целесообразно исходить из наличия стандартных измерений температуры $T_б$ на уровне метеобудки $H_б$ и скорости ветра $u_ф$ на высоте флюгера $H_ф$.

В основе излагаемого подхода к учету метеорологических условий лежит теория Монина—Обухова [4]. Для аппроксимации универсальных функций используются формулы Бусингера [7]. Тогда для случая термической устойчивости, наблюдающейся в большинстве случаев в зимний период, можно получить следующую систему уравнений [5]

$$\left.\begin{aligned} &X - \ln\frac{5-\Pi}{\Pi_0} = 4{,}7\,(5-\Pi)\,YX^3, \\ &\Pi_1 = XY\left[0{,}74\ln\frac{1-\Pi}{\Pi_0} + 4{,}7\,(1-\Pi)\,YX^3\right]. \end{aligned}\right\} \qquad (1)$$

Здесь

$$X=\frac{\varkappa u_{\text{ф}}}{v_*};\ Y=-\frac{g H_{\text{б}} P_0}{\rho c_p \varkappa^2 u_{\text{ф}}^3 \theta};\ \Pi=\frac{h_{\text{с}}}{H_{\text{б}}};\ \Pi_0=\frac{z_0}{H_{\text{б}}};\ \Pi_1=$$
$$=\frac{g H_{\text{б}} (T_{\text{б}}-T_0)}{u_{\text{ф}}^2 \theta};$$

v_* — динамическая скорость; P_0 — турбулентный поток тепла в приземном слое; $\varkappa\approx 0{,}4$ — постоянная Кармана; g — ускорение свободного падения; ρ, c_p — плотность и изобарная теплоемкость воздуха; $\theta\approx 273$ К; $h_{\text{с}}$, z_0 — толщина и параметр шероховатости снега; T_0 — температура поверхности снега.

Связь между температурой поверхности снега и турбулентным потоком тепла $P_0=f(T_0)$ можно найти из уравнения теплового баланса, в котором для зимних условий можно положить турбулентный поток влаги $E_0\approx 0$. Тогда оно будет иметь вид

$$R-f(T_0)=\lambda_{\text{с}}\left.\frac{\partial T_{\text{с}}}{\partial z}\right|_{z=-h_{\text{с}}}. \qquad (2)$$

(Начало координат $z=0$ располагается на поверхности почвы и ось z направляется вниз). Радиационный поток тепла R вычисляется по известным в метеорологии формулам [1].

При решении задачи приходится прибегать к итерациям, последовательно отыскивая значение T_0, при котором уравнения (1) и (2) согласуются друг с другом. Процесс вычисления прекращается, когда различия значений T_0 в двух последующих итерациях уменьшаются до 5%. Правая часть (2) представляет собой поток тепла в снег, где $\lambda_{\text{с}}$ — коэффициент теплопроводности снега. Так что фактически рассматривается не только атмосфера, но также снег и почва. Как показывает анализ, модель работает при $\Pi_1\leqslant 0{,}05$, чему соответствует $(T_{\text{б}}-T_0)/u_{\text{ф}}^2\leqslant 0{,}7^\circ\,\text{C}\cdot\text{с}^2/\text{м}^2$. В зимний период это условие выполняется почти всегда, за исключением случаев аномальной стратификации или штиля, наблюдающихся в течение суток — явлений весьма редких.

Эта же модель используется при расчете интенсивности снеготаяния, когда T_0 и поток тепла в снег становятся равными нулю, а $E_0\neq 0$. Уравнение баланса тепла при этом будет иметь вид

$$P_0\left(1-\frac{L}{c_p}\,\frac{3{,}81\cdot 10^{-3}-q_{\text{б}}}{T_{\text{б}}}\right)+R=I. \qquad (3)$$

Слой стаявшей в единицу времени воды $h_{\text{в}}$ находится из выражения:

$$h_{\text{в}}=I/(L\cdot\rho_{\text{в}}). \qquad (4)$$

В (3) и (4) используются дополнительно величины: L — удельная теплота таяния; $q_{\text{б}}$ — удельная влажность на уровне будки; I — интенсивность снеготаяния; $\rho_{\text{в}}$ — плотность воды.

Поскольку таяние может происходить в отдельные часы суток, когда температура воздуха становится положительной, то по данным срочных наблюдений восстанавливается ее временной ход. Это производится путем аппроксимации температурных изменений рядом Фурье с числом членов равным числу сроков наблюдений, по данным которых находятся коэффициенты ряда.

В почве на базе основных положений термодинамики необратимых процессов формулируются уравнения взаимосвязанного переноса тепла и влаги. При этом почва трактуется как континуум, состоящий из скелета минерально-органического происхождения ($j=1$), а также льда ($j=2$ — только в мерзлой зоне), жидкой воды ($j=3$) и паровоздушной смеси ($j=4,5$), содержащейся в порах. Для двухслойной среды — мерзлая ($i=1$) и талая ($i=2$) почва, соответствующая система должна иметь вид:

$$\frac{\partial w_i}{\partial t}+v_i\frac{\partial w_i}{\partial z}=\frac{\partial}{\partial z}\left(\beta_i\frac{\partial w_i}{\partial z}+\eta_i\frac{\partial T}{\partial z}\right)-g\frac{\partial k_{wi}}{\partial z}-\frac{\partial w_л}{\partial t}\delta_{1i}; \qquad (5)$$

$$\gamma c_i\left(\frac{\partial T}{\partial t}+v_i\frac{\partial T}{\partial z}\right)=\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_i\frac{\partial T}{\partial z}+\nu_i\gamma\frac{\partial w_i}{\partial z}\right)-g\gamma\frac{\partial k_{Ti}}{\partial z}-\sum_{j=1}^{5}c_{ij}M_{ij}\frac{\partial T}{\partial z}+$$
$$+v_i\frac{\partial p}{\partial z}+D+L\gamma\frac{\partial w_л}{\partial t}\delta_{1i}. \qquad (6)$$

Здесь w_i и $w_л$ — удельная влажность в долях единицы, соответственно для жидкости и льда; v_i — скорость движения центра масс; c — удельная теплоемкость почвы; M_{ij} — диффузионный поток массы j-го компонента; γ — объемный вес сухой почвы; p — давление; D — диссипация; β_i и λ_i — коэффициенты диффузии и теплопроводности; η_i и ν_i — коэффициенты, характеризующие возникновение потока массы за счет градиента температуры и потока тепла за счет градиента влажности; k_{wi} и k_{Ti} — коэффициенты, отражающие влияние силы тяжести на оба процесса переноса; δ_{1i} — символ Кронекера.

Отличительной чертой рассматриваемых явлений является наличие подвижных границ ($z=h(t)$), на которых протекают фазовые переходы, в результате чего потоки тепла и влаги терпят разрывы. Связи между интересующими нас величинами при $z=h(t)$ можно получить, используя законы сохранения энергии и массы. В частности, для потоков тепла P на границе получаем

$$P_+-P_-+(\rho v)_-(E_+-E_-)=\rho_-(E_+-E_-)\frac{dh}{dt} \qquad (7)$$

где $E=E_0+\frac{v^2}{2}+U$, E_0 — энтальпия, U — потенциальная энергия, индексы плюс и минус соответствуют $z=h(t)+0$ и $z=h(t)-0$), а для потоков жидкой влаги имеем

$$|(M_w+\gamma w\cdot v)|_+-|(M_w+\gamma w\cdot v)|_-=\gamma w_л|_{z=h(t)}\cdot\frac{dh}{dt}. \qquad (8)$$

В (5)—(8) учитываются все основные факторы, обуславливающие перенос тепла и влаги при промерзании почвы. Однако не все они равнозначны. Возникает, таким образом, необходимость проведения специального анализа с тем, чтобы максимально упростить исходную систему, сохранив лишь те члены уравнений, которые отражают наиболее существенные черты протекающих процессов. Поскольку морозное пучение на сельскохозяйственных полях практически не наблюдается, и почва большей частью не насыщена, можно считать $\gamma = \text{const}$ и, кроме того, пренебрегать конвективными членами и, соответственно, диссипацией. Вклад сил тяжести в процессы зимней миграции незначителен, подчеркнутый в (5) член мал. Эти ограничения соответствуют реальному диапазону условий, которые наблюдаются в почве в период зимовки растений, и подтверждаются оценкой соответствующих членов уравнений, при использовании как экспериментальных данных, так и результатов численных экспериментов.

С учетом сказанного уравнения (5)—(8) упрощаются и принимают вид:

$$\frac{\partial w_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\beta_i\left(\frac{\partial w_i}{\partial z} + \sigma_i \frac{\partial T}{\partial z}\right)\right] - \frac{\partial w_л}{\partial t}\,\delta_{1i}; \qquad (9)$$

$$\gamma c_i \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda_i\left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Delta_i \frac{\partial w_i}{\partial z}\right)\right] + L\gamma \frac{\partial w_л}{\partial t}\,\delta_{1i}; \qquad (10)$$

$$\left|\lambda_2\left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Delta_2 \frac{\partial w_i}{\partial z}\right)\right|_{z=h(t)+0} - \left|\lambda_1\left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Delta_1 \frac{\partial w_1}{\partial z}\right)\right|_{z=h(t)-0} = \gamma w_л L \cdot \frac{dh}{dt}; \qquad (11)$$

$$\left|\beta_2\left(\frac{\partial w_2}{\partial z} + \sigma_2 \frac{\partial T}{\partial z}\right)\right|_{z=h(t)+0} - \left|\beta_1\left(\frac{\partial w_1}{\partial z} + \sigma_1 \frac{\partial T}{\partial z}\right)\right|_{z=h(t)-0} = w_л \frac{dh}{dt}. \qquad (12)$$

Здесь $\sigma_i = \eta_i/\beta_i$, $\Delta_i = \nu_i/\lambda_i$.

На границе мерзлой и талой почвы температура обращается в нуль (по Цельсию), а общая влажность не терпит разрыва:

$$T_2|_{z=h(t)+0} = T|_{z=h(t)-0} = 0, \quad w|_{z=h(t)+0} = w_i|_{z=h(t)-0}. \qquad (13)$$

В мерзлой почве $w|_{z=h(t)-0} = w_л + w_н(0)$ и $w_н(0) = w_1|_{z=h(t)-0}$ (количество воды, незамерзшей при 0° С) — экспериментально определяемая для каждого вида почв характеристика.

Снизу на уровне $z = h_н$, где мало сказываются сезонные колебания, задается климатическое значение температуры

$$T|_{z=h_н} = T_h. \qquad (14)$$

Условие при $z=h_н$ для влажности

$$w|_{z=h_н}=w_h \tag{15}$$

зависит от уровня грунтовых вод (УГВ) таким образом, что w в зависимости от УГВ полагается равным полной, капиллярной или наименьшей влагоемкости. При малой влажности вместо (15) следует ставить условие равенства нулю потока влаги.

На поверхности почвы полагается

$$\left|\beta_1\left(\frac{\partial w_1}{\partial z}+\sigma_1\frac{\partial T}{\partial z}\right)\right|_{z=0}=0. \tag{16}$$

Термическое условие при $z=0$ зависит от наличия или отсутствия снежного покрова. Допустим, что на поверхности лежит снег толщиной $z=-h_c(t)$, и не будем пока рассматривать случаи таяния. Тогда, поскольку массопереноса в снеге нет, перенос тепла будет описываться обычным уравнением теплопроводности

$$\rho_c c_c\frac{\partial T}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\lambda_c\frac{\partial T}{\partial z} \tag{17}$$

при условиях

$$T\Big|_{z=-0}=T\Big|_{z=+0},\quad \lambda_c\frac{\partial T}{\partial z}\Big|_{z=0}=\left|\lambda_1\left(\frac{\partial T}{\partial z}+\Delta_1\frac{\partial w_1}{\partial z}\right)\right|_{z=+0}. \tag{18}$$

Если при $z=-h_c(t)$ известен ход температуры, то соответствующее условие записывается в виде

$$T|_{z=-h_c(t)}=\Phi(t). \tag{19}$$

В противном случае дело сводится к учету атмосферы изложенным выше методом. Задав еще начальные условия:

$$T|_{t=0}=T^\circ(z),\qquad w|_{t=0}=w^\circ(z), \tag{20}$$

мы тем самым заканчиваем математическую постановку задачи.

Для определения вида источника целесообразно использовать эмпирические кривые содержания жидкой воды в мерзлой почве. Фундаментальное значение при этом имеет факт, экспериментально установленный Н. А. Цытовичем [6], согласно которому ее количество зависит только от температуры. Таким образом, $w_н=w_н(T)$ и, следовательно,

$$\frac{\partial w_н}{\partial t}=\frac{\partial w_н}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial t},\quad \frac{\partial w_н}{\partial z}=\frac{\partial w_н}{\partial T}\frac{\partial T}{\partial z}. \tag{21}$$

Для проверки модели проводилось сопоставление результатов расчетов с имеющимися в литературе, а также со специально проведенными в лаборатории гидрофизики ГГИ экспериментами. Проводилась оценка точности расчета в зависимости от точности определения отдельных членов прогностических уравнений,

а также оценка чувствительности модели к ошибкам в задании коэффициентов. Помимо этого рассчитывались температура и влажность в течение зимнего периода по натурным данным. Можно констатировать, что модель улавливает основные особенности рассматриваемых процессов и для имеющих место в подавляющем большинстве случаев диапазонов изменения влажности дает достаточно точные результаты. При этом показано, что имеет место миграция жидкой влаги и накопление ее в мерзлой зоне. Количественно этот эффект значительно усиливается при подпитке снизу, что может наблюдаться при близком расположении УГВ к поверхности. Это подтверждается данными наблюдений. Наибольшие ошибки в температурном профиле связаны с неточностью определения λ_c, т. е. фактически с распределением плотности снега, а при его отсутствии с величиной λ_i. Для влажности основную роль играет коэффициент β. Что касается членов с коэффициентами σ_i и Δ_i, то вклад в массоперенос термического члена в зимних условиях невелик, но при больших $\frac{\partial T}{\partial z}$ и повышенной влажности может стать существенным. Поэтому соответствующее слагаемое в (9) целесообразно сохранить.

Эффект же массопереноса при расчете температуры пренебрежимо мал, что подтверждается всей серией расчетов при варьировании значения $\Delta_i \frac{\partial w_i}{\partial z}$ в реальном диапазоне. Отсюда следует принципиально важный вывод, а именно, что при расчете температуры в зимнее время можно исходить из уравнения теплопроводности, не учитывая миграцию влаги. Влажность тогда влияет на температуру лишь через коэффициенты и значения, которые она принимает на границе $z=h(t)$. Из метеорологических факторов решающее влияние оказывает температура $T_б(t)$ и толщина снежного покрова $h_c(t)$.

Одна из основных задач математического моделирования — разработка схемы, отдельные звенья которой должны быть уравновешены по точности. Как показано выше, процесс распространения тепла в почве в нашем случае можно описывать обычным уравнением теплопроводности. Для наличия в почве нескольких чередующихся мерзлых и талых слоев, математическая запись задачи будет иметь вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a(t) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}; \tag{22}$$

$$T|_{z=-h_c(t)} = \Phi_1(t); \tag{23}$$

$$T|_{z=-0} = T|_{z=+0}; \tag{24}$$

$$\lambda(t) \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=-0} = \lambda(t) \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z=+0}; \tag{25}$$

$$T|_{z=h_m(t)-0} = T|_{z=h_m(t)+0} = 0; \tag{26}$$

$$(-1)^{m+1}\left[\lambda(t)\frac{\partial T}{\partial z}\bigg|_{z=h_m(t)-0} - \lambda(t)\frac{\partial T}{\partial z}\bigg|_{z=h_m(t)+0}\right] =$$

$$= L\gamma(h_m)\left[w^\circ(h_m) - w_0\right]\frac{dh}{dt}; \tag{27}$$

$$T|_{z=h_n} = T_h; \tag{28}$$

$$T|_{t=0} = T^\circ(z), \quad w|_{t=0} = w^\circ(z). \tag{29}$$

Здесь a — коэффициент температуропроводности сред; $w_0 = w_н(0)$ — количество жидкой воды в почве при 0° С; $h_m(t)$ — граница между слоями; m — номер слоя. В целях наглядности, согласно формуле (23), полагается, что на поверхности снега имеет место граничное условие первого рода. Если первый слой является мерзлым, то четные значения показателя степени при —1 соответствуют мерзлым зонам, а нечетные — талым. Последний талый n-ый слой можно также интерпретировать как полубесконечную область.

При решении этой задачи используется преобразование координат и искомой функции, которое позволяет остановить границы и одновременно сохранить вид уравнения теплопроводности. На каждом расчетном интервале времени $\Delta t = t^j - t^{j-1}$ ($t^{j-1} \leqslant t \leqslant t^j$, j — индекс времени) вместо z, t, T вводятся переменные:

$$\zeta = \frac{z - h_m(t)}{\Delta h_m(t)} + m \quad (m-1 \leqslant \zeta \leqslant m,\ \Delta\zeta = 1); \tag{30}$$

$$\tau = \frac{t - t^{j-1}}{\Delta t} \cdot \frac{\Delta h_m^j}{\Delta h_m(t)} \quad (0 \leqslant \tau \leqslant 1); \tag{31}$$

$$v(\zeta, \tau) = \sqrt{\frac{\Delta h_m^{j-1}}{\psi(\tau)}}\exp\times$$

$$\times\left\{\frac{d_1(\zeta-m)^2 + 2d_2(\zeta-m) + d_2^2\tau/\Delta h_m^j}{4b\psi(\tau)}\right\}T(\zeta,\tau). \tag{32}$$

Здесь

$$\left.\begin{aligned} &\Delta h_m(t) = \Delta h_m^{j-1} + (\Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1})\ (t - t^{j-1})/\Delta t, \\ &d_1 = \Delta h_m^j - \Delta h_m^{j-1},\ d_2 = h_m^j - h_m^{j-1},\ \psi(\tau) = \Delta h_m^j + d_1\tau, \\ &b = a^j\,\Delta t/(\Delta h_m^j \cdot \Delta h_m^{j-1}). \end{aligned}\right\} \tag{33}$$

Используя (30)—(32) при преобразовании уравнения (22), получим

$$\frac{\partial v_m}{\partial \tau} = b\,\frac{\partial^2 v_m}{\partial \zeta^2}. \tag{34}$$

Таким образом, вид уравнения не меняется, а область $h_{m-1}(t) \leqslant z \leqslant h_m(t)$ переходит в пластину с фиксированными границами $m-1 \leqslant \zeta \leqslant m$.

Преобразования (30)—(32) позволяют разработать и численную схему. В этом случае, вместо (22)—(29), на каждом расчетном j-м шаге ($\Delta\tau = 1$ — шаг, соответствующий $\Delta t = t^j - t^{j-1}$), обозначая $v(\zeta, 1) = \theta^j(\zeta)$, $v(\zeta, 0) = v^j(\zeta)$, и удовлетворяя граничным условиям при $\tau = 1$, будем иметь

$$\theta_m^j - v_m^j = b_m^j \frac{\partial^2 v_m}{\partial \zeta^2} \quad (m = 0, 1, 2, \ldots, n); \tag{35}$$

$$\theta_0^j \big|_{\zeta=-1} = \exp\left\{\frac{(h_c^j - h_c^{j-1})\, h_c^j}{4a_c^j \Delta t}\right\} \Phi_0^j; \tag{36}$$

$$\theta_0^j \big|_{\zeta=-0} = \exp\left\{\frac{(h_1^j - h_1^{j-1})\, h_1^{j-1}}{4a_1^j \Delta t}\right\} \theta_1^j \big|_{\zeta=+0}; \tag{37}$$

$$\frac{\lambda_c^j}{h_c^j} \frac{\partial \theta_c^j}{\partial \zeta}\bigg|_{\zeta=-0} = \frac{\lambda_1^j}{h_1^j} \exp\left\{\frac{(h_1^j - h_1^{j-1})\, h_1^{j-1}}{4a_1^j \Delta t}\right\} \frac{\partial \theta_1^j}{\partial \zeta}\bigg|_{\zeta=+0}; \tag{38}$$

$$\theta^j \big|_{\zeta=m-0} = \theta^j \big|_{\zeta=m+0} = 0 \quad (m \geqslant 1); \tag{39}$$

$$(-1)^{m+1} \left[\lambda(t^j) \frac{\partial T_m^j}{\partial z}\bigg|_{z=h_m^j-0} - \lambda(t^j) \frac{\partial T_{m+1}^j}{\partial z}\bigg|_{z=h_m^j+0}\right] =$$

$$= L\gamma(h_m^j)\,[w^\circ(h_m^j) - w_0]\, \frac{h^{j+1} - h^j}{\Delta t}; \tag{40}$$

$$\theta^j \big|_{\zeta=n} = T_h; \tag{41}$$

$$v^j = \sqrt{\frac{\Delta h_m^{j-1}}{\Delta h_m^j}} \exp \times$$

$$\times \left\{\frac{[(d_1^j - d_1^{j-1})(\zeta - m)^2 + 2(d_2^j - d_2^{j-1})(\zeta - m)]\,\Delta h_m^j + (d_2^{j-1})^2}{4a_m^j\, \Delta t}\right\} \theta^{j-1}; \tag{42}$$

$$w \big|_{\tau=0} = w^\circ(\zeta). \tag{43}$$

Выражение (42) получено из (29) при $\tau=1$ путем подстановки рассчитанного на предыдущем шаге значения $T^{j-1}(\zeta, 1)$. Она дает возможность пересчитывать начальные условия через v, минуя обратные переходы к фактической температуре. Заметим еще, что в (40) нет необходимости переходить к новым переменным, так как оно используется только для определения h^{j+1}.

Таким образом, можно констатировать, что задача с подвижными границами за счет использования (30)—(32) по своей фор-

мальной записи (без (40)) не отличается от обычных задач о распространении тепла в составных пластинах с фиксированными плоскостями раздела. Поэтому для ее решения применима любая из классических расчетных схем. Единственная особенность заключается в том, что на каждом шаге необходимо производить пересчет начальных условий в соответствии с (40), но это никаких затруднений не создает и фактически не усложняет решения.

Результаты расчетов позволяют сделать вывод, что предложенный алгоритм дает возможность с достаточной точностью определить положение фронта промерзания и распределение температуры по глубине для каждого момента времени.

При решении вопроса об образовании ледяной корки необходимо рассмотреть процесс инфильтрации талой воды в почву, который возникает вслед за снеготаянием.

В результате поступления воды и ее замерзания захваченный инфильтрацией слой почвы нагревается до температуры, близкой, но не превышающей 0° С. На его границе $z = h_и(t)$ должно выполняться условие баланса

$$LQ = -\lambda \left.\frac{\partial T}{\partial z}\right|_{z = h_и(t) + 0}, \tag{44}$$

где Q — количество замерзающей в единицу времени воды. Таким образом, надо решать термическую задачу для трехслойной области, где мерзлая часть заключена между двумя плоскостями $h_и(t) \leqslant z \leqslant h(t)$.

В сильно охлажденной почве возможно образование задерживающего слоя, если на каком-нибудь уровне льдонасыщенность становится близкой к полной влагоемкости. Основной причиной его возникновения и, как следствие, накопления подпертой влаги является именно уменьшение водопроницаемости за счет закупорки пор льдом. Предложенный метод расчета позволяет выявлять условия появления подобного водоупора и с учетом этого обстоятельства рассчитывать количество аккумулированной почвой влаги. При наличии задерживающего слоя оно равно объему пор в вышележащей области, а при его отсутствии представляется интегралом $\int_0^{t_1} Q(t)\,dt$, где t_1 — время окончания таяния. Последний случай, как показывают расчеты, имеет место при малой интенсивности снеготаяния, когда почва успевает прогреться, или когда ее температура к началу снеготаяния стала достаточно высокой.

Программа, разработанная на основе описанного алгоритма, позволяет вести расчеты при наличии или отсутствии снежного покрова, при его исчезновении или появлении. Допускается наличие оттепелей. Расчетный шаг по времени — одни сутки.

Рассмотрим, как пример, последовательность действий при определении степени повреждения, вызываемого вымерзанием. Если минимальная температура воздуха $T_{\min}$ опускается ниже —10° С и средняя толщина снега $\bar{h}_c$ при этом меньше 20 см, то помимо основного расчета по среднесуточным значениям метеорологических характеристик проводится дополнительная серия расчетов для толщин снега 0, 2, 5, 8, 12, 25 см, в которых вместо $T_б$ используется $T_{\min}$. При этом каждый отдельный случай из указанной серии отвечает одной из глубин снега, причем $\bar{h}_c$ и процент площади, занимаемой снегом той или иной глубины, берутся по данным снегосъемок. В итоге получается набор профилей с минимальной температурой почвы $T_{k,m}$ и процент площади $p1_m$, на которой наблюдается каждый из них ($m = 1, 2, \ldots, 7$ — отвечает семи толщинам снега, $k = 1, 2, \ldots, 5$ — глубинам с вероятным уровнем залегания узлов кущения $p2_k$). Этот расчет повторяется, как только $T_{\min}$ опускается ниже предшествующего минимума и затем проводится каждые сутки. Последовательное повторение этой процедуры позволяет установить абсолютный за зиму минимум $T_{\min}$.

Изреженность растений $И_{k,m}$ определяется с помощью разработанных в ГМЦ СССР Моисейчик [2, 3] физико-статистических зависимостей, связывающих ее с найденными $T_{k,m}$. Затем находится изреженность $И_m$ интересующей нас культуры на участках с различными $p1_m$:

$$И_m = \sum_{k=1}^{5} И_{k,m}\, p2_k. \tag{45}$$

Наконец, средняя изреженность в точке, характеризующей какое-либо поле, определяется по формуле

$$И = \sum_{m=1}^{7} И_m\, p1_m. \tag{46}$$

Кроме того, рассчитываются и выводятся на печать площади, на которых абсолютный минимум температур на уровне узла кущения составлял $\leqslant$ —16° С, $\leqslant$ —18° С, $\leqslant$ —20° С, $\leqslant$ —22° С, а также площади со следующей изреженностью: $\geqslant$50%, 49÷31%, 30÷11%, $\leqslant$10%.

Для сети станций АЦПУ ЭВМ вычерчиваются одиннадцать карт. На них наносятся соответственно изолинии глубины промерзания, средней минимальной температуры на уровне узла кущения, процент площади с разными минимальными температурами ($\leqslant$ —16° С, $\leqslant$ —18° С, $\leqslant$ —20° С, $\leqslant$ —22° С — всего четыре карты), процент площади с разной изреженностью ($\geqslant$ 50%, 49÷31%, 30÷11%, $\leqslant$ 10% — всего четыре карты), и наконец, средней изреженности.

Сопоставление расчетных и фактических величин, проведенное на массовом материале, показывает, что среднее квадратическое отклонение для глубин промерзания составляет $\approx 5\%$, а для температур $\approx 1{,}2°$ С. Это позволяет сделать вывод, что предложенная физико-математическая модель условий зимовки, являющаяся комбинацией разработанных методов расчета термического режима почвы и физико-статистических зависимостей, полученных

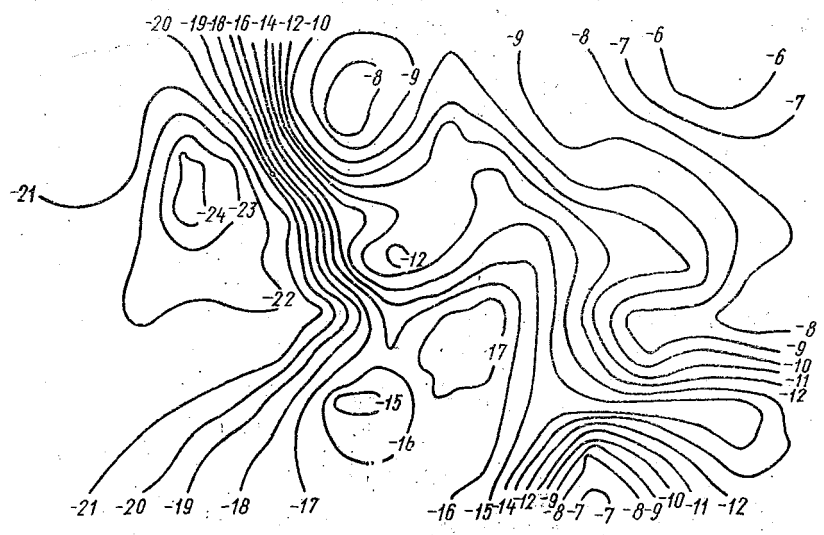

Рис. 1. Изолинии абсолютного минимума температуры почвы на уровне узла кущения (ЦЧО).

в ГМЦ, позволяет проводить диагноз и давать прогноз с достаточной для практических целей точностью. В ней с большей полнотой учитываются все агрометеорологические факторы, так как при расчете привлекается вся доступная метеорологическая информация за каждые сутки. Использование современных вычислительных средств позволяет вести непрерывный ежесуточный контроль за условиями зимовки и отобрать интересующий нас минимум с учетом вероятного залегания узла кущения и неравномерности залегания снежного покрова. Метод удовлетворяет сформулированным выше требованиям доступности используемой входной информации и оперативности счета.

Как пример, на рис. 1 даны изолинии абсолютного минимума температуры почвы на среднем уровне залегания узла кущения, а на рис. 2 процент площади с изреженностью, превышающей 50% для Центральной черноземной области.

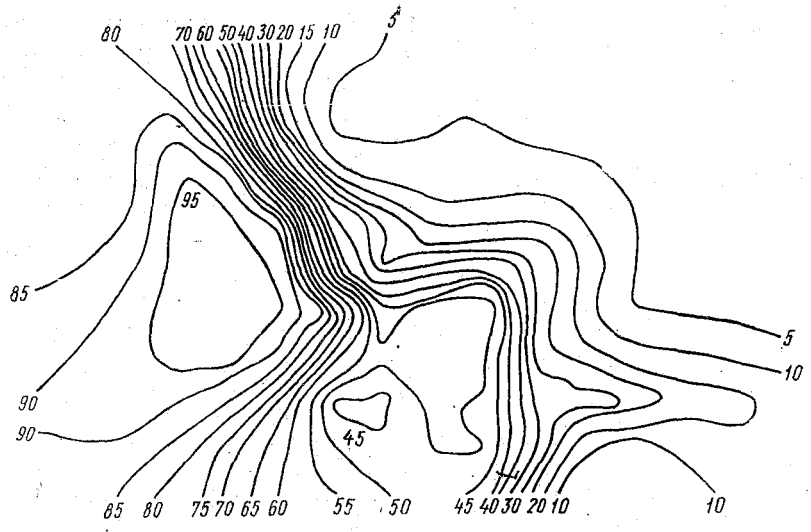

Рис. 2. Процент площади с изреженностью больше 50% (ЦЧО).

ЛИТЕРАТУРА

1. Будыко М. И. Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 472 с.
2. Куперман Ф. М., Моисейчик В. А. Выпревание озимых культур. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977. — 168 с.
3. Моисейчук В. А. Агрометеорологические условия и перезимовка озимых культур. — Л: Гидрометеоиздат, 1975. — 295 с.
4. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика, ч. I. — М.: Наука, 1965. — 639 с.
5. Палагин Э. Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 191 с.
6. Цытович Н. А. Механика мерзлых грунтов. — М.: Высшая школа, 1973. — 446 с.
7. Businger I. A. e. a. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. — J. Atm. Sci., 1971, vol. 28, № 2, p. 181—189.

УДК 551.509.3

Б. Я. ТОЛСТОБРОВ

МЕТОДИКА АППАРАТУРНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕТЕОВЕЛИЧИН

В настоящее время все более широкое применение находят метеорологические информационные измерительные системы (МИИС), предназначенные для единовременной регистрации целого комплекса метеовеличин [1, 8]. При этом не исключена возможность пропуска измеряемых значений в виду возможных сбоев аппаратуры в процессе работы и, следовательно, возникает необходимость восстановления пропущенных данных. Кроме того, весьма актуален также вопрос прогнозирования метеохарактеристик для непосредственного их использования в оперативных целях.

Примером могут служить аэродромные МИИС, предназначенные для метеорологического обеспечения авиации данными о фактической погоде в момент взлета и посадки самолетов [1, 8]. При этом вместо информации, полученной в предшествующее время и фактически являющейся устаревшей, целесообразно использовать прогностическую, базирующуюся на ряде N зафиксированных ранее значений. Очевидно, что и в данном случае не исключены пропуски информации.

Аналогичные по содержанию задачи возникают и при оперативном обеспечении измеряемой метеоинформацией других отраслей народного хозяйства. Поэтому встает вопрос о разработке основных принципов и соответствующей методики прогноза, а также восстановления данных. Ниже речь пойдет только о прогнозе, поскольку процедура восстановления по существу не отличается от прогностической.

Задача аппаратурного прогноза определить либо ход процесса на интервале упреждения, либо вероятность того, что он находится в пределах заданного допуска, либо, наконец, к какому известному классу следует отнести данный процесс [2, 9].

В первой из указанных задач необходимо, располагая N предшествующими значениями $x(t_i)$, полученными в моменты t_i, где $t_i \in T$, $i = 0, 1, 2, \ldots, N$, найти значения $y(t_{N+K})$, где $t_{N+K} \in T_1$, $K = N+1, N+2, \ldots, N+m$. В лучшем случае, когда получена аналитическая зависимость $y = f(\vec{\xi}, t_i)$, ($\vec{\xi}$ — n-мерный вектор, компонентами которого являются параметры исследуемого процесса) [7]. При этом прогноз можно получить непосредственно, используя указанную связь, т. е. $y(\vec{\xi}, t_k) = \varphi[y(\vec{\xi}, t_i)]$, $t_i \in T$, $t_k \in T_1$. Этот аналитический метод прогноза, естественно,

может быть реализован при наличии детерминированной связи, что существенно сужает диапазон его возможного использования

Второе направление [2, 4] — вероятностное прогнозирование базируется на использовании известной функции распределения $F_i(y)$ для момента t_i. При этом находится вероятность

$$F = P\{|y^*(\vec{\xi}, t_{N+K}) - y_0(\vec{\xi})| < \varepsilon_1\},$$

где y^* — допустимое; y_0 — оптимальное значение функции.

Третье направление основано на теории распознавания образов и имеет целью соотнести рассматриваемый процесс с некоторым известным классом.

Цель прогноза должна определять и выбор прогностической схемы. При этом следует исходить из специфики решаемой задачи с учетом конкретных свойств рассматриваемого процесса и требуемого качества прогноза [5].

В гидрометеорологии первоочередной интерес представляет прогноз временных рядов. Применительно к этой задаче кратко остановимся на основных существующих методах и подходах к решению этой проблемы.

Для того чтобы построить схему прогноза, необходимо иметь математическую модель временного ряда, отвечающую требованиям максимальной простоты, минимального числа параметров и адекватно описывающую наблюдения.

Наиболее распространенным для решения подобного рода задач является метод, основанный на использовании авторегрессионной модели. При этом прогнозируемое значение Y записывается в виде суммы

$$Y = \sum_{i=1}^{N} a_i x_i,$$

где a_i — неизвестные коэффициенты. Они определяются из условия минимума среднеквадратической ошибки. Для этого, обычно, используется метод наименьших квадратов. Для определения числа N точек, используемых при прогнозе, применяются различные методы, исходя из условий достижения требуемой точности [4, 7].

Существенно отметить, что при реализации регрессионной модели с использованием метода наименьших квадратов, обобщенные статистические характеристики в явном виде не применяются, что обедняет задачу с точки зрения использования имеющейся информации о процессе в целом. Кроме того, необходимо знать вид детерминированной основы, т. е. функции, описывающей процесс. По-существу, все наблюдения берутся с одинаковым весом, хотя иногда используется и метод наименьших квадратов с различными весами. Но при этом сами весовые функции выбираются априори и в этом смысле может иметь место известный произвол.

Далее попытаемся избавиться от указанных недостатков. При этом, как будет показано ниже, коэффициенты являются функцией времени прогноза, что позволяет автоматически учитывать перераспределение вклада, вносимого каждым из используемых отсчетов в окончательный результат. Этот подход основан на использовании предварительной информации о статистических свойствах процесса в виде заранее известной автокорреляционной функции. Поскольку она является одной из основных характеристик, которую в любом случае следует находить при исследовании атмосферных процессов, то указанное обстоятельство ни в коей мере не является ограничительным. Кроме того, имея в виду, что все процессы в атмосфере носят пульсационный характер и, как правило, имеют гауссово распределение, стационарны и эргодичны, то знание моментов первого и второго порядков к тому же определяют кривую плотности вероятности, в силу чего и весь процесс таким образом описывается однозначно.

Прогнозируемое значение будем искать в виде

$$\tilde{y}(T+\tau) = \sum_{i=1}^{N} a_i(\tau)\, x(T-t_i),$$

здесь, как и ранее, N, T — соответственно число использованных отсчетов и интервал наблюдения; τ — время упреждения; $t_i = iT/N$ — отвечает случаю одинаковых интервалов между наблюденными значениями, но в принципе они могут быть различными, что на излагаемой ниже методике не отразится.

Среднеквадратическая ошибка прогноза величины $y(T+\tau)$

$$\sigma^2_{y\tilde{y}} = [y(T+\tau) - \tilde{y}(T+\tau)]^2 = [y(T+\tau) - \sum_{i=1}^{N} a_i(\tau)\, x(T-t_i)]^2.$$

Раскрывая это выражение и проводя осреднение, придем в итоге к выражению

$$\sigma^2_{y\tilde{y}} = R(0) + \sum_{i=0}^{N}\sum_{j=0}^{N} a_i(\tau)\, a_j(\tau)\, R(t_i - t_j) - 2\sum_{i=0}^{N} a_i(\tau)\, R(t_i+\tau).$$

Здесь $R(t)$ — автокорреляционная функция. Разделив обе части последнего выражения на дисперсию процесса $R(0)$ и обозначив $\sigma^2_{y\tilde{y}}/R(0) \equiv \sigma_0^2$ можем последнюю зависимость переписать в виде

$$\sigma_0^2 = 1 + \sum_{i=0}^{N}\sum_{j=0}^{N} a_i(\tau)\, a_j(\tau)\, r(t_i - t_j) - 2\sum_{i=0}^{N} a_i(\tau)\, r(t_i+\tau), \qquad (1)$$

где $r(t) = R(t)/R(0)$ — коэффициент автокорреляции.

Определим теперь $a_i(\tau)$ таким образом, чтобы дисперсия была минимальной. При этом будем исходить из вариационных принципов отыскания минимума функционала, представляющего собой среднеквадратическую ошибку прогнозируемого значения.

Запишем каждый коэффициент $a_i(\tau)$ в виде суммы: $a_i(\tau) = a^0_i(\tau) + \mu\,\bar{a}(\tau)$, и подставим эти выражения в (1). Тогда будем иметь

$$\sigma_0^2 = 1 + \sum_{i=0}^{N}\sum_{j=0}^{N} [a_i^0(\tau)\,a_j^0(\tau) + \mu\,\bar{a}_i(\tau)\,a_j^0(\tau) + \mu\,a_i^0(\tau)\,\bar{a}_j(\tau) + \mu^2\,\bar{a}_i(\tau)\,\bar{a}_j(\tau)]\,r(t_i - t_j) - 2\sum_{i=0}^{N}[a_i^0(\tau) + \mu\,\bar{a}_i(\tau)]\,r(t_i + \tau).$$

Как известно [6], задача должна сводиться к отысканию условия, приводящего к выполнению равенства $\left.\dfrac{\partial\sigma_0^2}{\partial\mu}\right|_{\mu=0} = 0$.

Удовлетворяя условию минимума этого функционала, в итоге приходим к уравнению

$$\sum_{i=0}^{N}\bar{a}_i(\tau)\left[\sum_{j=0}^{N} a_j^0(\tau)\,r(t_i - t_j) - r(t_i + \tau)\right] = 0.$$

Откуда следует, что

$$\sum_{j=0}^{N} a_j(\tau)\;r(t_i - t_j) = r(t_i + \tau). \qquad (2)$$

(Здесь $a_j^0(\tau) \equiv a_j(\tau)$).

Таким образом, вопрос об отыскании оптимальных коэффициентов $a_i(\tau)$ сводится к решению системы N линейных уравнений. Подставив (2) в выражение (1), получим минимальное значение $\sigma^2_{\text{опт}}$, отвечающее найденным вышеуказанным способом оптимальным коэффициентам. Соответствующая зависимость будет иметь вид

$$\sigma^2_{\text{опт}}(\tau) = 1 - \sum_{i=0}^{N} a_i(\tau)\,r(t_i + \tau). \qquad (3)$$

Как ход решения задачи, так и выражение (3) подтверждают, что и значения коэффициентов и величина $\sigma^2_{\text{опт}}$ определяются временем прогноза, а также числом используемых точек и величиной интервала $\Delta t = T/N$. Прежде чем решить вопрос об их оптимальных значениях, проведем некоторый предварительный анализ полученных результатов. Для большей наглядности целесообразно начать его с рассмотрения простейших частных случаев.

Пусть $N = 0$, что отвечает задаче прогноза по последней точке. Тогда из (2) и (3) соответственно получаем:

$$a_0(\tau) = r(\tau); \qquad a_0(0) = 1;$$

$$\sigma^2_{\text{опт}}(\tau) = 1 - r^2(\tau); \quad \sigma^2_{\text{опт}}(0) = 0.$$

При $N = 1$, решая систему (2), будем иметь:

$$a_0(\tau) = \frac{r(\tau) - r(t_1)\, r(t_1 + \tau)}{1 - r^2(t_1)}; \qquad a_0(0) = 1;$$

$$a_1(\tau) = \frac{r(t_1 + \tau) - r(\tau) \cdot r(t_1)}{1 - r^2(t_1)}; \quad a_0(0) = 0;$$

из (3) получаем :

$$\sigma^2_{\text{опт}}(\tau) = \frac{1 - r^2(\tau) - r^2(t_1) - r^2(t_1 + \tau) + 2r(\tau)\, r(t_1)\, r(t_1 + \tau)}{1 - r^2(t_1)};$$

$$\sigma^2_{\text{опт}}(0) = 0.$$

При $N = 2$:

$$a_0(\tau) = r(\tau) - a_1(\tau)\, r(t_1) - a_2(\tau)\, r(t_2); \quad a_0(0) = 1;$$

$$a_1(\tau) = \frac{r(t_1 + \tau) - r(\tau)\, r(t_1) - r(t_1)[1 - r(t_2)]\, a_2(\tau)}{1 - r^2(t_1)};$$

$$a_1(0) = 0;$$

$$a_2(\tau) = \frac{r(t_2+\tau)[1 - r^2(t_1)] - r(\tau)[r(t_2) - r^2(t_1)] - r(t_1+\tau)\, r(t_1)[1 - r(t_2)]}{[1 - r(t_2)][1 + r(t_2) - 2r^2(t_1)]};$$

$$\sigma^2_{\text{опт}}(\tau) = 1 - a_0(\tau)\, r(\tau) - a_1(\tau)\, r(t_1+\tau) - a_2(\tau)\, r(t_2 + \tau);$$

$$\sigma^2_{\text{опт}}(0) = 0.$$

Во всех рассмотренных случаях при $\tau = 0$, $a_0(0) = 1$, $a_1(0) = a_2(0) = 0\, \sigma^2_{\text{опт}}(0) = 0$. Более тщательный анализ показывает, что это обстоятельство носит характер общей закономерности, т. е. всегда $a_0(0) = 1$, $a_i(0) = 0$ при $i = 1, 2, \ldots, N$, $\sigma^2_{\text{опт}}(0) = 0$. Физически это также понятно, ибо $\tau = 0$ соответствует времени прогноза, совпадающему с моментом отсчета, в результате чего имеем $y(T) = x(T)$, т. е. прогнозируемое значение тривиальным образом равно отсчитанному.

Как показывает анализ обширного экспериментального материала, период предшествующих прогнозу наблюдений T в атмосферных задачах не должен превышать $3\tau_k$, где τ_k — временной масштаб корреляции. Вопрос об оптимальном числе точек должен зависеть от двух факторов — времени упреждения и частоты опроса $\Delta t = T/N$. Первый из них должен быть задан. Очевидно, чем больше τ, тем большее число точек N наблюдения необходимо принимать в рассмотрение. Естественно, что τ не должно превышать τ_k, ибо в противном случае статистическая связь между прогнозируемой величиной и исходными значениями используемого ряда наблюдений становится слабой, что, в свою очередь, поведет к большим ошибкам прогноза. В любом случае вопрос

о числе точек должен решаться с учетом частоты опроса. Поскольку речь идет об аппаратурном прогнозе, то эта величина должна быть задана, исходя из специфики решаемой задачи и используемой измерительной системы.

При решении вопроса о частоте наблюдения в качестве основного критерия будем использовать функцию старения информации. Она позволяет, опираясь на известные статистические характеристики изучаемых процессов, найти $\Delta t = T/N$, исходя из требуемой точности измерений.

Под функцией старения информации будем понимать вероятность $P_1(t)$ того, что процесс в течение времени равного или меньшего t пребывает в пределах одной апертуры, определяемой ценой деления измерительного прибора ε. Вероятность же того, что отсчеты не будут сохраняться более какого-либо значения t, соответственно равна $P(t) = 1 - P_1(t)$. Величина $P(t)$ позволяет оценить степень достоверности (надежности) показания прибора. Ясно, что при $t = 0$, $P(0) = 1$, а при $t \to \infty$, $P(\infty) = 0$. Таким образом, при $t = 0$ вероятность достижения границы апертуры процессом равна единице, а при $t \to \infty$ она, естественно, равна нулю, что соответствует и физическим представлениям о процессе.

В рамках данной статьи мы не имеем возможности привести подробный вывод соответствующей формулы и ограничимся лишь записью окончательного результата

$$P(x) = \Phi\left(\frac{y}{\sqrt{2}x}\right). \tag{4}$$

Здесь $\Phi(\varkappa) = \frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{\varkappa} e^{-t^2}dt$ — интеграл вероятности; $y = \varepsilon/\sigma$; $x = \omega\sigma$, где σ — корень квадратный из дисперсии процесса (стандарт); ε — цена деления прибора; ω — среднеквадратическая частота процесса.

Поясним конкретно, как с помощью соотношения (4) может быть выбрана величина Δt, т. е. частота опроса. Величины $\bar{\omega}$ и σ, характеризующие рассматриваемый процесс, должны быть известны. Величина ε — заданная характеристика прибора. Тогда, исходя из требуемой обеспеченности, например $P = 0{,}95$, по таблице интегралов вероятности находим соответствующее значение аргумента $\varphi_{95\%} = 1{,}39$, где $\varphi = \varepsilon/\sqrt{2}\,\omega\sigma\Delta t$. Отсюда $\Delta t = \varepsilon/1{,}39\sqrt{2}\,\bar{\omega}\sigma$.

В общем случае, имея в виду, что обеспеченность можно задавать любой, формулу для выбора Δt можно записать в виде

$$\Delta t = \frac{\varepsilon}{A\bar{\omega}\sigma}, \tag{5}$$

где A — коэффициент, зависящий от выбранной обеспеченности.

В качестве иллюстрации изложенных выше положений рассмотрим вопрос о прогнозе температуры, влажности и компонент скорости ветра, используя для коэффициента корреляции универсальную зависимость, предложенную в работе [10]

$$r(\gamma) = 0{,}62 \int_0^\infty \frac{\cos(x\gamma)\, dx}{1 + 1{,}5\, x^{5/3}}. \tag{6}$$

Формула (6) справедлива для высокочастотной области спектра в диапазоне $10^{-3} \div 10$ Гц. Величина γ — безразмерное время с масштабом $\omega_m = 2\pi f_m u/z$, где z — высота измерения, u — скорость ветра на уровне z, f_m — частота, соответствующая точке максимума спектральной плотности. В работе [10] приводится также номограмма, позволяющая определить величину f_m как функцию аргумента $\eta = z/L$, где $L = -\rho\, c_p\, \theta_0\, u_*^3/\varkappa\, P_0\, g$ — масштаб Монина—Обухова (обозначения общепринятые).

Зависимость (6) получена путем обработки обширного экспериментального материала измерений безынерционной аппаратурой. Рассмотрим более общую связь, полагая, что имели место измерения прибором с инерционностью T_0 и импульсно-переходной функцией $h(\tau) = \frac{1}{T_0} \exp(-\tau/T_0)$. Его частотная характеристика $H(\omega) = 1/(1 + \omega^2 T_0^2)$. Коэффициенту корреляции (6) соответствует спектральная плотность $\omega S(\omega) = 0{,}62\, x/(1 + 1{,}5x^{5/3})$. При аппаратурной фильтрации с указанной частотной характеристикой, она преобразуется к виду

$$S(\omega) = \frac{0{,}62}{\omega_m} \cdot \frac{1}{(1 + 1{,}5\, x^{5/3})\,(1 + \delta^2 x^2)}, \tag{7}$$

где $\delta = \omega_m T_0$, $x = \omega/\omega_m$.
Отсюда следует, что

$$R_\delta(\gamma) = 0{,}62 \int_0^\infty \frac{\cos(x\gamma)\, dx}{(1 + 1{,}5x^{5/3})\,(1 + \delta^2 x^2)}. \tag{8}$$

Ясно, что при $\delta = 0$ из (7), как частный случай, получим (6).

Теперь подставив (8) в (2), будем иметь систему для определения коэффициентов $a_i(\gamma)$:

$$0{,}62 \sum_{j=0}^{N} a_j(\gamma) \int_0^\infty \frac{\cos[x\beta(i-j)]\, dx}{(1 + 1{,}5x^{5/3})\,(1 + \delta^2 x^2)} =$$

$$= 0{,}62 \int_0^\infty \frac{\cos[x(i\beta + \gamma)]\, dx}{(1 + 1{,}5x^{5/3})\,(1 + \delta^2 x^2)}, \tag{9}$$

где $\beta = \omega_m T/N = \omega_m \Delta t$.

По существу при решении этой задачи имеем дело с системой вида:

$$\sum_{j=0}^{N} a_j(\gamma)\, A_{ij} = B_i(\gamma) \quad (i = 1,\ 2,\ 3\ldots) \tag{9'}$$

Поскольку косинус четная функция, то матрица коэффициентов A_{ij} является симметричной. При этом все элементы, расположенные на главной диагонали равны, так же как и на других

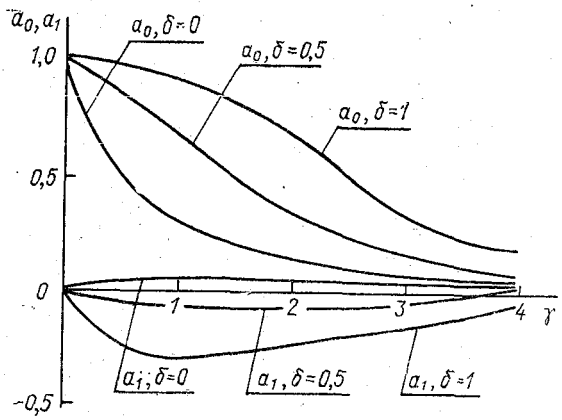

Рис. 1. Зависимость коэффициентов a_j γ от времени упреждения для приборов с различной инерционностью.

ей параллельных. Поэтому число отличных друг от друга A_{ij} будет равно числу точек N. Вследствие этих упрощающих обстоятельств численная реализация алгоритма не представляет трудностей и вполне унифицирована. На рис. 1 приведены рассчитанные значения коэффициентов $a_j(\gamma)$ как функции упреждения для приборов с различной инерционностью.

Среднеквадратическая угловая частота процесса по определению есть

$$\overline{\omega^2} = \frac{\int_0^\infty S(\omega)\,\omega^2\, d\omega}{\int_0^\infty S(\omega)\, d\omega}.$$

Подставляя в последнее выражение формулу (7), можно вычислить конкретное значение $\overline{\omega}$ как функцию инерционности прибора. На рис. 2 приводится указанная зависимость

$$\omega_n = \sqrt{\overline{\omega^2}/\omega_m^2} \quad \text{от} \quad \delta = \omega_m T_0.$$

Имея в виду, что цена деления и среднеквадратическая величина процесса известны, можно легко найти и безразмерное время опроса $\Delta t_n = \omega_m \Delta t$. Окончательное решение вопроса о выборе интервала наблюдения T или, то же самое, число отсче-

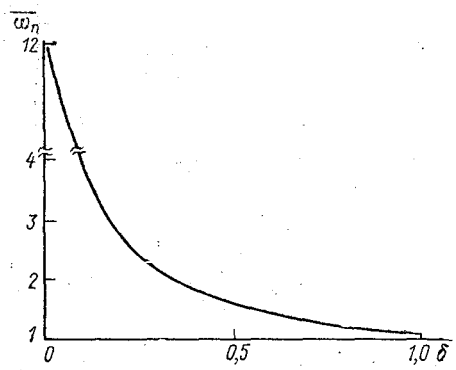

Рис. 2. Зависимость безразмерной среднеквадратической частоты от безразмерной постоянной времени прибора.

тов N связано с численным экспериментом, в котором N определяется подбором.

Для рассматриваемой задачи при $\gamma = \tau_k/2$ число наблюдений N оказалось равным трем.

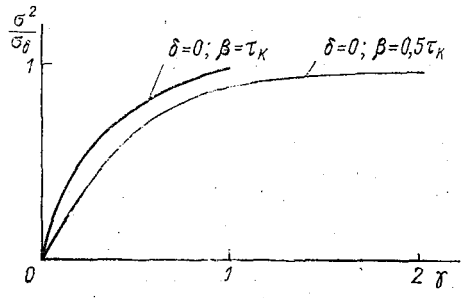

Рис. 3. Относительная дисперсия ошибки для прогноза по трем точкам.

На рис. 3 приведена дисперсия ошибки прогноза как функция γ. Результаты проведенных численных испытаний позволяют сделать вывод, что предложенная схема аппаратурного прогноза дает вполне приемлемую точность и может быть использована

при прогнозировании различных метеоэлементов. При этом необходимо располагать только корреляционной функцией, отвечающей характерному временному масштабу рассматриваемого процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Автоматическая станция КРАМС. Под ред. Афиногенова Л. П. и Стернзата М. С. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 217 с.
2. Гаскаров Д. В., Голинкевич Т. А., Мозгалевский А. В. Прогнозирование технического состояния и надежности радиоэлектронной аппаратуры. — М.: Советское радио, 1974. — 224 с.
3. Ефимов А. Н. Предсказание случайных процессов. — М.: Знание, 1976. — 32 с.
4. Ицкович Э. Л., Трахтенгерц Э. А. Алгоритмы централизованного контроля и управления производством. — М.: Советское радио, 1967. — 217 с.
5. Калашников И. Д., Степанов В. С., Чуркин А. В. Адаптивные системы сбора и передачи информации. — М.: Энергия, 1975. — 239 с.
6. Смирнов В. И. Курс высшей математики, т. II. — М.: Наука, 1974. — 314 с.
7. Теория прогнозирования и принятия решений. Под ред. Саркисяна С. А. — М.: Высшая школа, 1977. — 351 с.
8. Толстобров Б. Я. и др. Устройство для передачи телеизмерительной информации. Авторское свидетельство № 875431. Бюллетень изобретений № 39, 1981.
9. Чуев Ю. В., Михайлов Ю. Б., Кузьмин В. И. Прогнозирование количественных характеристик процессов. — М.: Советское радио, 1975. — 400 с.
10. Kaimal J. C. Turbulence spectra, lengh, scales and structure parameters in the stable Surface layer. Bound. Layer. Met., vol. 4 (1973) pp. 289—309.

УДК 556.388

С. А. ЧЕЧКИН, Л. Е. МИХАЙЛОВ, Б. Д. РУСАНОВ

АНТРОПОГЕННОЕ ВЛИЯНИЕ НА ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Охрана природы и комплексное использование природных ресурсов представляет собой важнейшую проблему современности. Для ее решения в нашей стране выполнено и ведется немало исследований, особенно по охране атмосферы, растительного и животного мира, поверхностных вод, по сохранности почв, по борьбе с их эрозией и т. п. Эти исследования интенсивно ведутся уже более 15—20 лет.

Однако интенсивные работы по охране подземных вод и их защите от загрязнения, по существу, начали развиваться только в последние годы. В определенной мере это объясняется бытовавшим среди ряда потребителей мнением о том, что подземные воды хорошо защищены от внешних воздействий.

Действительно, подземные воды глубоких горизонтов (напорные воды) неплохо изолированы от поверхностных слоев земной коры водонепроницаемыми горными породами. Антропогенному влиянию они подвергаются лишь при создании и эксплуатации разного рода скважин и горных выработок на больших глубинах. При этом естественное залегание и сложение водонепроницаемых пород остается ненарушенным.

В отличие от напорных подземных вод другая их составная часть — грунтовые воды — залегают вблизи земной поверхности и они практически не изолированы от внешних воздействий. Именно эта часть подземных вод подвержена наибольшим антропогенным влияниям. В то же время грунтовые воды служат источником пополнения запасов пресных напорных вод и одним из основных источников питания поверхностных водотоков и водоемов. Поэтому антропогенные изменения грунтовых вод сказываются на всех водозапасах, особенно зоны гипергенеза, в том числе на объеме, режиме и качестве вод рек, озер и водохранилищ.

Антропогенные изменения грунтовых вод изучались рядом авторов [2, 5, 6, 7, 11—23 и др.]. Основной вывод их работ сводится к тому, что грунтовые воды достаточно «чутко» реагируют на воздействия промышленных предприятий. Итогом этой реакции является загрязнение, изменение режима и динамики грунтового потока.

Солидаризуясь с указанными авторами, кафедра гидрогеологии и геодезии ЛГМИ с 1978 г. ведет исследования по рассматриваемой проблеме с целью решения ряда взаимосвязанных задач, направленных на разработку системы мер по охране грунтовых вод в зонах промышленных и мелиоративных комплексов [14, 21, 22, 23]. На первом этапе работ главная задача заключалась в изучении некоторых аспектов изменений геологических, гидрогеологических и гидрохимических условий, которые происходят в верхней зоне гипергенеза в результате производственной деятельности промышленных комплексов и мелиорации земель.

Результаты исследований показывают, что современные масштабы производственной деятельности общества приводят к значительным изменениям геологических условий. Это проявляется в нарушениях естественного залегания горных пород, возникающих при земляных работах по строительству промышленных комплексов, коммуникаций, трубопроводов различной глубины залегания и при отработке минерального сырья. В результате указанных работ в верхней зоне гипергенеза преобразуются геологические условия: из различных по происхождению, возрасту и литологи-

ческому составу образуются новые морфолого-литологические комплексы с новыми физическими, химическими и механическими свойствами. Одновременно преобразуется естественный рельеф и создается новый так называемый техногенный рельеф с присущими ему особенностями и формами.

В ходе производственной деятельности промкомплексов образуются промышленные стоки, твердые, жидкие и газообразные отходы производства. Значительная их часть либо непосредственно, либо вместе с атмосферными осадками поступает в верхнюю часть зоны гипергенеза. В нарушенных геологических условиях это приводит к существенным преобразованиям гидрогеологической и гидрохимической обстановки. В зависимости от климатических и погодных условий, температуры, объема и состава промстоков происходит преобразование минералогического состава, изменяется степень дисперсности рыхлых глинистых грунтов, их объемный вес, пористость, образуются конкреции, прослои ожелезненных, огипсованных песчаников и т. п. Многолетнее поступление промстоков в нарушенную геологическую среду изменяет запас, динамику и состав грунтовых вод не только в пределах промплощадок, но и за их пределами.

В связи с этим представляется целесообразным рассмотреть возможные генетические зоны и ареалы антропогенного влияния на грунтовые воды. Это тем более важно, что в публикуемых работах таких определений зон и ареалов не приводится.

На данном этапе исследований в пределах антропогенно измененного гидрогеологического разреза можно выделить четыре вертикальные техногенные зоны, различающиеся процессами и результатами взаимодействия промстоков, пород и вод.

Верхняя граница первой зоны совпадает с поверхностью земной коры, нижняя — соответствует отметке наиболее глубоких массовых выработок, пройденных при строительных и горных работах. Для этой зоны характерно образование техногенного рельефа, нарушенное залегание горных пород, наличие искусственных грунтовых смесей, наибольшая интенсивность инфильтрации промышленных стоков и внедрения твердых отходов производства. В итоге происходит пространственно-временное перераспределение поверхностного и грунтового стока, устанавливаются новые пути интенсивной инфильтрации промстоков и атмосферных осадков, создаются новые очаги загрязнения всей зоны. В верхней части первой зоны следует выделять почвенную подзону. В ней протекают те же процессы, что и во всей первой зоне. Последствия их выражаются в разрушении почвенного потенциала плодородия, чего нет в остальных частях зоны.

Вторая зона расположена глубже первой и распространяется на всю мощность зоны аэрации до уровня грунтовых вод. Здесь интенсивно протекают процессы физико-химического взаимодействия инфильтрующихся промстоков и пород разреза, процессы выщелачивания, катионного обмена, осаждения и т. п. Мощность

зоны изменяется от нескольких метров до десятков (реже сотен) метров в зависимости от климатических и других природных условий, а также от степени, глубины и характера систематических антропогенных воздействий на естественную геологическую среду.

Вся толща слоев зоны гипергенеза, содержащая грунтовые воды, представляет собой третью вертикальную техногенную зону. Ее мощность соответствует мощности водоносного горизонта грунтовых вод. Это зона взаимодействия промстоков и грунтовых вод, тепло- и массопереноса, переноса загрязнений в направлениях грунтового потока вплоть до дренирующих его оврагов, балок и долин рек.

Четвертая зона включает всю глубже лежащую толщу пород зоны гипергенеза с приуроченными к ней горизонтами пластовых подземных вод до глубин захоронения промышленных отходов и заводнения эксплуатируемых нефтяных залежей. Антропогенные изменения вод в этой зоне связаны с теплохимическим и механическим воздействием на них техногенной миграции загрязнений. Определяющую роль в этих изменениях играют литологический состав горных пород, тип геологической структуры, величина пластового давления, водопроводимость коллекторов, состав и объем загрязнений и нагнетаемых вод и некоторые другие факторы.

Области площадного распространения антропогенного влияния на грунтовые воды от промышленных и мелиоративных комплексов (техногенные ареалы) характеризуются большим разнообразием как по размерам, так и по характеру изменений в каждой из них состояния, режима и динамики грунтового потока. Все определяется пространственной конфигурацией первой техногенной зоны, мощностью и размерами антропогенного воздействия на ее геологическую и гидрогеологическую обстановку, условиями формирования и путями поступления промстоков (промышленных отходов) и вод орошения в почво-грунты и горные породы.

Изучение параметров техногенных ареалов показывает, что их площади изменяются [7, 10, 11, 12, 13, 18, 21, 22]. При этом большое значение имеют особенности производства промкомплекса и применяемых методов (способов) орошения земель. В предварительном порядке можно выделить четыре типа техногенных ареалов.

Первый тип (центральный техногенный ареал) относится к промкомплексам с оборотным водоснабжением и оросительным комплексам неглубокого и большой плотности заложения дренажных систем. Здесь сырье и вспомогательные реактивы используются комплексно, объемы твердых отходов и загрязненных стоков, а также размеры отстойников обычно сводятся до возможного минимума. Купола растекания вод орошения невелики и, как правило, рассекаются дренами. Радиус антропогенного влияния мал и чаще всего не превышает или незначительно выходит за пределы периметра площади промкомплекса (площади

брошения). Изменения состава, режима и динамики грунтового стока небольшие и чаще всего они соответствуют характеру цикличности работы водопотребителя.

Второй тип (ближний техногенный ареал) присущ промкомплексам с оборотным циклом водоснабжения и ограниченным выходом загрязнений во внешнюю среду. Сюда же относятся оросительные комплексы глубокого и малой плотности заложения дренажных систем. Антропогенное воздействие на грунтовые воды происходит в радиусе 1,5—2,0 км от очага промышленного загрязнения и несколько десятков метров от периметра площади орошения.

Промышленные комплексы содовой, черной и цветной металлургии, комбинаты по добыче и переработке минерального сырья создают третий (средний) тип техногенного ареала. Его радиус может составлять 4—5 (реже 8—10) км. Наибольшее антропогенное влияние на грунтовые воды осуществляется в пределах периметра промкомплекса.

4.2 Четвертый тип (дальний техногенный ареал) обусловливается предприятиями целлюлозно-бумажной, химической, металлургической и других отраслей промышленности, работа которых сопровождается выбросом в атмосферу отходов производства в виде газов и дымов (особенно содержащих соединения серы, азота и др.). Антропогенное воздействие на грунтовые воды за пределами территории промкомплексов происходит под влиянием просачивания загрязненных атмосферных осадков и инфильтрации отходов производства, накапливающихся на земной поверхности. Радиусы этого типа ареалов могут достигать 10—30 км и более.

Наибольшее влияние на грунтовые воды из всех промкомплексов чаще всего оказывают комбинаты по разработке месторождений горно-химического и другого минерального сырья. Применительно к ним можно выделить также четыре типа ареалов по своим размерам и степени воздействия на состав, режим и динамику грунтового потока. Первый из них, центральный, с сильным влиянием в пределах двух верхних техногенных зон, средним — в третьей зоне и слабым — в четвертой. Радиус этого ареала находится в пределах периметра площади промкомплекса.

Ближний или второй ареал горно-химических комбинатов распространяется на 1—3 км от каждого карьера добычи минерального сырья в зависимости от геологических и гидрогеологических условий. Здесь антропогенное влияние на грунтовые воды сильное в пределах первой техногенной зоны, среднее — во второй, слабое — в третьей и очень слабое — в четвертой зоне.

Средний или третий ареал рассматриваемых комбинатов распространяется до 5—6 км от однородных по назначению и близко расположенных между собой карьеров. Изменения грунтовых вод касаются динамики их потока и по своей степени могут быть от-

несены к средним в первой, слабым во второй и очень слабым в третьей техногенной зоне.

Четвертый или дальний тип ареала загрязнения от деятельности горно-химических комплексов своей внешней границей обычно имеет подземный водораздел. Здесь антропогенные изменения грунтовых вод слабые и очень слабые и происходят преимущественно в первой и второй техногенных зонах.

Приведенные значения техногенных радиусов влияния предприятий промышленных отраслей на окружающую природную среду и, в том числе и главным образом, на грунтовые воды достаточно условны. Элемент условности связан с недостатком фактических данных, и с тем, что грунтовые воды находятся в постоянном движении и, следовательно, загрязнения в них распространяются в определенных направлениях. Аналогично этому происходит изменение контура куполов грунтовых вод, они все время имеют тенденцию к растеканию по площади.

Рассмотрим более детально антропогенное влияние на уровни грунтовых вод и речной сток.

Наиболее активное воздействие человека на подземные воды и речной сток оказывают водоотлив из горных выработок и дренирующих устройств, длительные откачки из водозаборных скважин, водохозяйственное, промышленное и гражданское строительство.

В результате водоотлива в районе ряда крупных месторождений происходит региональное снижение уровней подземных вод, изменяются условия их питания, движения и разгрузки, осушаются почво-грунты, нарушается режим рек и водоемов. В связи с увеличением мощности зоны аэрации и активизацией окислительных процессов изменяется состав и агрессивность подземных вод. Значительно возрастает вероятность притоков подземных вод из нижележащих напорных водоносных горизонтов, инфильтрация поверхностных вод. Целые реки в таких условиях нередко «проваливаются сквозь землю» или теряют значительную часть стока. Они возвращаются на поверхность в виде шахтных вод, однако последние часто обладают совершенно иными свойствами и составом, не всегда благоприятным для их дальнейшего использования. Ущерб речному стоку, по В. Д. Бабушкину [3], в напорных условиях, при удалении водозабора на 5—10 км от реки, через 25 лет достигает 85—95% от величины водозабора, а средняя величина ущерба речному стоку за этот период времени составляет 75—90%. Примерно аналогичный порядок ущерба речному стоку характерен и для безнапорных условий в трещиноватых породах. Лишь для безнапорных горизонтов в зернистых породах и при прочих равных условиях (через 25 лет и расстоянии от реки 5—10 км) ущерб речному стоку приближается к 50—70%, а средний ущерб речному стоку оказывается равным 30—60%.

Значительное водопонижение и связанное с ним формирование обширных и глубоких депрессионных воронок при эксплуатации

месторождений твердых полезных ископаемых часто сочетается с образованием искусственных очагов фильтрации и питания подземных вод. Они возникают на участках гидроотвалов и хвостохранилищ. Дополнительное питание подземных вод за счет инфильтрации из хвостохранилищ может достигать миллионов кубических метров воды в год. Сбрасываемые в хвостохранилища воды нередко обладают высокой минерализацией и неблагоприятным химическим составом. Все это приводит к активизации многих гидрогеологических и инженерно-геологических процессов, в частности процессов выщелачивания (карстообразования), выноса минеральных частиц из рыхлых отложений и их переноса в глубокие горизонты [14]. На земной поверхности иногда возникают провалы и воронки, которые становятся очагами скопления дождевых и дополнительными путями питания подземных вод. Следовательно, происходит полная перестройка гидрогеологических условий, связи поверхностных и подземных вод. Сходные изменения этих условий вызывают и длительные откачки из водозаборных скважин.

Сооружение и эксплуатация водохранилищ, магистральных каналов и мелиоративных систем также весьма существенно изменяет гидрогеологиесчие условия.

Водохранилища [9] создают подпор грунтовых вод, распространяющийся иногда до 15 км и более. В берегах водохранилищ, сложенных песчаными отложениями, предельное положение кривой подпора устанавливается в течение 5—10 и более лет. После окончания формирования подпорного зеркала грунтовых вод выделяется зона, где их режим зависит от сезонных колебаний уровня водохранилища. На участках, где грунтовые воды содержатся в песках и супесях, ежегодные колебания уровня водохранилища на 2,5—3 м сказываются на расстоянии от 300 до 700 м. При большей сработке водохранилища эти расстояния увеличиваются. В суглинистых отложениях колебания уровня грунтовых вод распространяются на расстояние до 150—250 м. Создание водохранилищ часто вызывает в прибрежных зонах затопление и подтопление ценных территорий.

Влияние магистральных каналов состоит в формировании линейной зоны инфильтрации поверхностных вод сквозь стенки и дно каналов до уровня грунтовых вод. В аридной зоне вдоль канала формируется линза пресных вод, плавающая на соленых грунтовых водах. Иногда возникают зоны подтопления, которые вызывают либо заболачивание местности, либо засоление грунтовых вод и почв.

В процессе орошения и осушения земель нарушается структура водного и солевого баланса как всей мелиорируемой территории, так и раздельно баланса грунтовых вод и зоны аэрации. Это изменяет режим уровня и минерализации грунтовых вод, влажности и засоленности пород зоны аэрации, инфильтрации и суммарного испарения. Влияние орошения проявляется как

в сезонном, так и в многолетнем плане. При орошении амплитуда колебания уровня увеличивается. В приканальной полосе образуются купола и гребни грунтовых вод, размеры колебания которых достигают 2 м и более, в то время как между каналами колебания менее значительны. Амплитуда сезонных колебаний уровней в зависимости от ирригационно-хозяйственных факторов достигает 2—3 м.

Орошение и осушение земель существенно воздействуют [8] на водный режим и баланс речных бассейнов. Это связано с отбором воды из рек на орошение, увеличением, а иногда и уменьшением подземного стока в гидрографическую сеть. Известно множество случаев, когда небольшие реки полностью разбираются на орошение. На других реках, несмотря на широко развитое орошение, объем годового стока практически не меняется, хотя при этом происходит существенное внутригодовое перераспределение его. В результате осушения болот годовой сток с водостоков может как увеличиваться, так и уменьшаться. Это объясняется тем, что весенний сток, определяющий величину годового стока, зависит от двух противоположных факторов. Возросшая емкость зоны аэрации мелиорированных болот к началу половодья вызывает большие потери талых вод, уменьшая максимальные расходы весеннего половодья. Помимо этого равитая искусственная гидрографическая сеть способствует формированию повышенных максимальных расходов. Соотношение этих факторов в различные по водности годы определяет увеличение или уменьшение весеннего, а следовательно, и годового стока. В летнюю и зимнюю межени на всех мелиорированных водосборах отмечается увеличение стока.

На застраиваемых территориях общая тенденция изменения гидрогеологических условий [1] состоит в повышении питания подземных вод и снижении величины испарения с поверхности почвы, включая и транспирацию растениями.

К основным источникам обводнения грунтов на застраиваемых территориях относятся: усиленная инфильтрация атмосферных вод за счет ухудшения условий поверхностного стока при инженерном освоении территории, утечки технических, хозяйственных вод и промстоков при эксплуатации зданий и сооружений; инфильтрация из каналов и хвостохранилищ; конденсация влаги под зданиями и асфальтовыми покрытиями; накопление влаги под зданиями и покрытиями в результате уменьшения величины испарения. Существенное влияние на обводнение территорий оказывает также подпор грунтовых вод водами хвостохранилищ и баражирование их фундаментами зданий и сооружений. Таким образом, в общем случае застройка территории приводит к повышению уровня грунтовых вод. Общие закономерности формирования режима грунтовых вод на застраиваемых территориях показывают, что подъем их уровня происходит до определенной глубины, на которой наступает динамическое равновесие между

приходной и расходной частью водного баланса. Установление таких глубин для всех географических зон страны явится основой при проектировании мероприятий по предотвращению подтопления зданий и сооружений грунтовыми водами и борьбе с ним на потенциально обводняемых застраиваемых территориях. К сожалению, в настоящее время при проектировании и строительстве зданий и сооружений иногда недостаточно ведется учет возможного изменения природных условий местности, что часто создает ненормальные условия их эксплуатации, развитие в них нарушений и деформаций и сокращения их долголетия. Необходимо глубокое изучение условий формирования режима грунтовых вод на застраиваемых территориях путем постановки комплексных длительных наблюдений за режимом уровня, температурой и химическим составом воды, динамикой влажности и солевым составом грунтов зоны аэрации.

В заключение надо отметить, что антропогенное влияние на окружающую природную среду имеет весьма сложный характер. Серьезное воздействие на состояние окружающей среды оказывает производственная деятельность промышленных комплексов, а в сельском хозяйстве — эксплуатация систем орошения. Механизм этого воздействия [16, 19] выражается через формирование в окружающем пространстве местных физических и физико-химических полей. Формирующиеся в результате вертикальные техногенные зоны и площадные ареалы могут отличаться выраженной изменчивостью и неправильностью своих геометрических форм.

Схема классификации генетических зон и площадных ареалов, формирующихся в земной коре, как следствие техногенной нагрузки, имеет важное значение. Она является необходимой теоретической базой и, очевидно, должна способствовать уточнению параметров влияния производственной деятельности на окружающую геологическую среду.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипов В. Е. Формирование и прогноз режима грунтовых вод на застраиваемых территориях. — М.: Недра, 1976. — 181 с.
2. Бабушкин В. Д., Лебедянская З. П. Влияние горнорудных работ на изменение гидрогеологических условий и методы охраны водных ресурсов. — М.: Недра, 1976, с. 165—177.
3. Бабушкин В. Д. Оценка влияния отбора подземных вод на речной сток и общие водные ресурсы для отдельных типовых гидрогеологических условий. — В кн.: Оценка изменений гидрогеологических условий под влиянием производственной деятельности. М., Недра, 1978, с. 177—184.
4. Барон В. А. Влияние орошаемого земледелия на водный режим и баланс речных бассейнов. — В кн.: Оценка изменений гидрогеологических условий под влиянием производственной деятельности М., 1978, с. 135—158.
5. Белов В. Н., Воробьев О. Г., Уфимцев В. Ф., Шляпинтох Л. П. Эколого-экономический подход к планированию природоохранной деятельности промышленного предприятия. — М.: Научн. техн. сб. НИИТЭХИМ, 1979, в. 5, с. 1—7.

6. Богданова Л. Л. О роли химического состава атмосферных осадков в формировании трещинных вод коры выветривания горных сооружений Забайкалья. — В кн.: формирование и геохимия подземных вод Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1967, с. 64—73.
7. Бочевер Ф. М., Лапшин Н. Н., Орадовская А. Е. Защита подземных вод от загрязнений. — М.: Недра, 1979. — 254 с.
8. Булавко А. Г. Влияние осушительной мелиорации на речной сток в Белорусском Полесье. — В кн.: Водные ресурсы и их использование. Минск, Наука и техника, 1970, с. 125—136.
9. Васильев С. В., Веригин Н. Н., Разумов Г. А., Шержуков В. С. Фильтрация из водохранилищ и прудов. — М.: Колос, 1975. — 297 с.
10. Воробьев О. Г., Кириллов В. М., Степанов А. В. Воздействие предприятий фосфорной промышленности на окружающую среду. — Тр. ЛенНИИ — ГИПРОХИМа. Проблемы охраны природы в производстве фосфора и удобрений. Л., 1978, с. 8—10.
11. Воробьев О. Г., Годецкая В. В. Исследование характера загрязнения территории предприятия фосфорных удобрений. — Тр. ЛенНИИГИПРОХИМа. Проблемы охраны природы в производстве фосфора и удобрений. Л., 1978, с. 10—14.
12. Гольдберг В. М. Влияние производственной деятельности на загрязнение подземных вод и их охрана. (Оценка изменений гидрогеологических условий под влиянием производственной деятельности). — М.: Недра, 1978, с. 217—242.
13. Гольдберг В. М., Мошкин В. М. Изучение загрязнений подземных вод и окружающей среды, на примере одного из промышленных районов. — М.: Бюлл. Московского об-ва испытателей природы, отд. геол., 1980, т. 55, вып. 4, с. 97—105.
14. Климов Г. И., Чечкин С. А. Особенности воздействия техногенно-загрязненных грунтовых вод на карбонатные породы. Карст Средней Азии. Тезисы докладов Всесоюзного совещания 9—11.XI.1979. — Ташкент изд. ИГ Узб. ССР, 1979, с. 204—206.
15. Климов Г. И., Чечкин С. А., Воробьев О. Г. Эколого-гидрогеологическое обоснование выбора площадки под строительство химического предприятия. — Тр. ЛенНИИГИПРОХИМа. Проблемы охраны природы в производстве фосфора и удобрений. Л., 1978, с. 14—18.
16. Котлов Ф. В. Антропогенные геологические процессы и явления на территории города. — М.: Наука, 1977. — 171 с.
17. Недрига В. П. Инженерная защита подземных вод от загрязнения промышленными стоками. — М.: Стройиздат, 1976. — 95 с.
18. Рубейкин В. З. Влияние атмосферных осадков на химический состав подземных вод. — В кн.: Гидрогеологические вопросы охраны подземных вод. — М., ВСЕГИНГЕО, 1978, с. 8—20.
19. Русанов Б. Д. Формирование геофизических и геохимических полей в верхней части подземной гидросферы под воздействием промышленных предприятий. Проблемы региональной гидрогеохимии. Тезисы докладов межведомственного совещания. — Л., изд. Геогр. общ. СССР, 1979, с. 140—141.
20. Тютюнова Ф. И. Физикохимические процессы в подземных водах (взаимосвязь с антропогенными факторами). — М.: Наука, 1976. — 127 с.
21. Гольдберг В. М. Влияние производственной деятельности на загрязнение подземных вод и их охрана. — В кн.: Оценка изменений гидрогеологических условий под влиянием производственной деятельности. — М., Недра, 1978, с. 217—242.
22. Чечкин С. А., Климов Г. И. Воздействие промышленных предприятий на грунтовые воды. — В сб.: Исследования формирования речного стока и его расчеты, изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 64—69. (ЛГМИ).
23. Чечкин С. А., Климов Г. И., Русанов Б. Д. Подземные воды в природно-технических системах промышленных комплексов. — В сб.: Вопросы гидрологии суши, изд. ЛПИ, 1981, вып. 74, с. 138—148. (ЛГМИ).

УДК 556.54

А. Р. КОНСТАНТИНОВ, В. Л. ТРУШЕВСКИЙ, Н. М. ХИМИН

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ИЗЪЯТИЯ СТОКА НА ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПРОТОЧНОГО ВОДОЕМА (ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ)

В настоящее время в обжитых районах мира естественный гидрологический режим почти всех речных систем нарушен влиянием антропогенных факторов. Эффективное использование водных ресурсов в будущем предполагает изучение уже происшедших изменений гидрологического режима под влиянием хозяйственной деятельности и прогноз последствий, к которым могут привести планируемые на водосборах мероприятия, преобразующие условия формирования и стока речных вод. Однако проводимые исследования в основном касаются одной стороны проблемы — количественных характеристик изменения водных ресурсов и гидродинамического режима. Другая сторона проблемы — качественное истощение водных ресурсов, связанная с загрязнением природных вод в результате хозяйственной деятельности, еще требует своего решения [12]. Количественная и качественная характеристики гидрологического режима тесно взаимосвязаны, так как надежная оценка изменения гидродинамических характеристик под влиянием хозяйственной деятельности является основой для расчета качества вод.

Среди факторов хозяйственной деятельности наиболее существенным видом воздействия на гидрологический режим водоемов и водотоков является изъятие части их стока. При этом как водный сток в нижележащие водоемы и водотоки, так и тепловой сток, претерпевают существенные изменения [5]. Влияние изменения водности на гидрологический режим водных объектов неоднократно рассматривалось (см., например, [11]). Разработаны различные методы расчета [7] и изданы соответствующие методические указания для оценки изменения гидродинамических характеристик (например, [1]). Задача оценки изменения термического режима водных объектов при изменении теплового стока в них рассматривалось преимущественно в связи с тепловыми сбросами теплоэлектростанций [6].

Среди специальных задач, разработанных для расчета гидрологического режима в инженерных целях, наиболее разработанными являются так называемые модели качества воды [2]. Полная математическая постановка задачи о качестве (температуре) воды в русле основана на гидравлических уравнениях Сен-Венана и уравнении баланса тепла и различных примесей. Такие модели в принципе позволяют рассчитывать распределение температуры

по длине русел речной системы в зависимости от источников загрязнения (сбросов тепла). Однако при реализации этих моделей мы сталкиваемся с рядом подчас непреодолимых трудностей, обусловленных недостаточностью исходной информации, необходимой как для задания краевых условий, так и для определения морфометрических характеристик русла. Такая информационная неопределенность ставит под сомнение эффективность решения задачи о качестве вод с помощью полной системы уравнений тепло-массопереноса, поскольку трудоемкость получения такого решения весьма велика, а его точность не может быть выше точности задания краевых условий. Поэтому представляет интерес рассмотреть упрощенные модели интересующего нас процесса.

Для практических расчетов разработаны разного рода схематизации задачи в виде частных моделей распространения неконсервативных примесей, солей и температуры, характеристика которых приведена в литературе [2, 3]. В основу решения этих моделей положены одномерные уравнения движения и неразрывности с применением операции осреднения по поперечным сечениям потока, к которым добавляются однотипные уравнения переноса тепла, кислорода и других субстанций. При решении задачи в таком виде основное внимание уделяется определению значений входящих в уравнения переноса коэффициентов [8]. Вопрос определения этих коэффициентов затрудняется необходимостью исследования гидродинамики, в частности эффекта продольной дисперсии. Оценивая выводы Дж. Тейлора [4] о том, что продольное рассеивание вещества (распространение тепла) обусловливается главным образом изменчивостью скоростей течения, О. Ф. Васильев [2] отмечает, что на достаточно большом расстоянии от места сброса примеси (тепла), роль продольной дисперсии становится пренебрежимо малой и концентрация примеси (температура) на этом расстоянии определяется главным образом адвективным переносом. Аналогичные выводы делал Д. Харлеман и др. [13, 14].

Обычно принимается, что переносимые течением примеси и тепло не влияют существенным образом на плотность воды. Тогда в динамическом уравнении изменение плотности по длине водотока принимается равным нулю (случай пассивной примеси или так называемое баротропное приближение [2]). В этом случае уравнения Сен-Венана решаются независимо от остальных, и затем полученные результаты используются для решения однотипных уравнений переноса примесей и тепла. Такой подход предельно упрощает проблему теплопереноса на водотоке и дает возможность получить ее решение сравнительно простыми средствами. В то же время физические предпосылки, которые лежат в его основе, являются достаточно очевидными. Можно показать, что бароклинная (т. е. обусловленная градиентом плотности) составляющая скорости много меньше практически любой скорости естественного руслового потока. Температура поверхности вод-

ного потока может опосредованно влиять на его динамику через испарение. По-видимому, этот эффект может оказаться существенным в южных районах, где испарение достигает значительной величины. Предварительные оценки показывают, что для северных рек, которые являются предметом исследования, этим эффектом можно пренебречь. Разумеется, это не означает, что можно пренебречь испарением в уравнении баланса тепла.

Методы решения уравнений Сен-Венана разработаны в настоящее время достаточно полно [1, 3]. Их можно взять за основу при определении изменения уровня и расхода по длине водотока. Тогда для расчета термического режима водотока в неустановившемся потоке первостепенное значение имеет решение задачи на полубесконечной оси, при заданном краевом и начальном условиях. С помощью таких решений можно предсказывать распределение температуры воды вдоль потока, основываясь на данных о поступающем водном и тепловом стоке в верхнем створе водотока.

Будем считать, что изъятие стока из реки-донора осуществляется вблизи относительно мелководного и малопроточного водоема (к которому может быть применена одномерная задача). В этом случае имеется информация о среднем установившемся уровне водоема и его ширине при отсутствии паводка. Для верхнего створа исследуемого объекта этот уровень можно принять за начало координат. Введем ось x направленную вдоль оси водоема, ось z направим вниз, а ось y направим перпендикулярно поверхности (x, z) с началом на оси водотока. Рассмотрим уравнение теплопроводности в заданных координатах в виде

$$\frac{\partial T}{\partial t} + v\,\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{1}{c\rho}\left[\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda_z\,\frac{\partial T}{\partial z}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\lambda_y\,\frac{\partial T}{\partial y}\right)\right]. \qquad (1)$$

Это уравнение получено в предположении, что перенос тепла в продольном направлении (x) происходит главным образом за счет течений, а перенос тепла в вертикальном (z) и поперечном (y) направлениях за счет турбулентной диффузии. Указанные допущения в некоторой степени искажают истинную картину процесса теплопередачи, но в целом позволяют оценить основные физические закономерности. Например, первое допущение позволяет пренебречь турбулентным тепловым потоком в продольном направлении. Этот вопрос специально рассмотрен А. И. Пеховичем [9]. Второе допущение подтверждается анализом большого числа натурных наблюдений и является общепринятым. Третье допущение позволяет в некоторой степени учесть теплоперенос в поперечном направлении, которым обычно вовсе пренебрегают. Представление поперечных теплопотоков в виде правой части уравнения (1) является достаточно формальным. Коэффициенты λ_z и λ_y имеют смысл некоторых эффективных коэффициентов теплопроводности, хотя с физической точки зрения ничего общего

с коэффициентами теплопроводности они не имеют. Однако с их помощью записывается общепринятая гипотеза о пропорциональности потока тепла (q) градиенту температуры (T)

$$\vec{q} = -\lambda \operatorname{grad} T. \tag{2}$$

В реальных условиях теплопоток обусловлен не только градиентом температуры, но и множеством других факторов, подчас вообще не поддающихся учету. Естественно, что в этих условиях величины λ_z и λ_y являются весьма изменчивыми в зависимости от гидротермических условий потока.

Важным требованием к моделям естественных процессов является измеримость всех входящих в них параметров. Величины λ_z и λ_y непосредственному измерению не подлежат. Измеримыми являются профили температуры и величины теплопотоков. Преобразуем уравнение (1) таким образом, чтобы оно содержало лишь поддающиеся измерению величины теплопотоков на контурах ограничивающих водоток. Для этого проинтегрируем уравнение по сечению потока с учетом зависимости границ сечения от координат x и времени t. Получаем

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} + v\frac{\partial \overline{T}}{\partial x} + v\frac{2\overline{T} - T_b - T_{-b}}{2b}\frac{\partial b}{\partial x} + \frac{\overline{T} - T_\zeta}{h-\zeta}\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} + v\frac{\partial \zeta}{\partial x}\right) + v\frac{\overline{T} - T_h}{h-\zeta}\frac{\partial h}{\partial x} = \frac{1}{c\rho}\left(\frac{S_{\text{пов}} + S_{\text{дн}}}{h+\zeta} + \frac{S_b + S_{-b}}{2b}\right), \tag{3}$$

где $\overline{T} = \overline{T}(x, t)$ — средняя по поперечному сечению температура воды; $T_\zeta = T_\zeta(x, t)$, $T_h = T_h(x, t)$ — средние температуры поверхности воды и дна; T_b и T_{-b} — температуры на правом и левом берегу ($T_{\pm b} = T_{\pm b}(x, t)$); $\zeta = \zeta(x, t)$ — превышения уровня воды над равновесным; $h = h(x)$ — невозмущенная глубина потока (см. рисунок); $b = b(x)$ — полуширина потока (ось x направлена вдоль осевой линии потока); $S_{\text{пов}}$, $S_{\text{дн}}$, S_b, S_{-b} — величины удельных теплопотоков через верхнюю, нижнюю и боковые поверхности водотока; v — средняя скорость потока на сечении вдоль оси x; t — время; c — удельная теплоемкость воды; ρ — плотность воды. Величины c и ρ принимаются постоянными.

Уравнение (3) получено с помощью гипотезы (2). В это уравнение входят лишь величины, поддающиеся непосредственному измерению ($\overline{T}$, T_ζ, T_h, T_b, T_{-b}, либо величины, значения которых могут быть вычислены с помощью надежных эмпирических формул ($S_{\text{пов}}$, $S_{\text{дн}}$, S_b, S_{-b}).

В большинстве случаев исследователя интересует главным образом пространственно-временная изменчивость среднего по сечению теплосодержания водотока ($\overline{T}$) и температура его поверхности (T_ζ). Поэтому несмотря на то, что уравнение (3) является менее информативным по сравнению с уравнением (1), его точность является достаточной для практических расчетов. В методи-

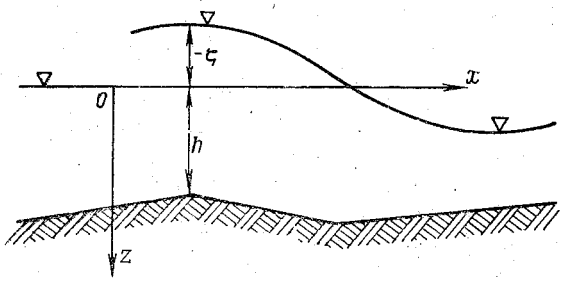

Схема учета изменения уровня воды и глубины водотока в заданной системе координат (в плоскости x, z)

ческом плане оно выгодно отличается от (1) отсутствием не поддающихся определению величин λ_z и λ_y. Кроме того, уравнение (3) является одномерным, что делает его легко интегрируемым.

Для замыкания уравнения (3) необходимо параметризовать профиль температуры по координатам z и y. Запишем эту параметризацию в общем виде

$$T_\zeta = \gamma_1(\overline{T}),\ T_h = \gamma_2(\overline{T}),\ T_b = \gamma_3(\overline{T}),\ T_{-b} = \gamma_4(\overline{T}). \qquad (4)$$

Вид функций (4) либо может быть определен из непосредственных наблюдений, либо продиктован соображениями здравого смысла. Например, при простейшей параметризации вида

$$\overline{T} = T_\zeta = T_h = T_b = T_{-b} \qquad (5)$$

уравнение (3) принимает вид

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} + v\frac{\partial \overline{T}}{\partial x} = \frac{1}{c\rho}\left(\frac{S_{\text{пов}} + S_{\text{дн}}}{h+\zeta} + \frac{S_b + S_{-b}}{2b}\right). \qquad (6)$$

Уравнение (3) необходимо дополнить краевыми условиями. Начальное условие задаем в виде

$$\overline{T}(x, 0) = \beta_0(x). \qquad (7)$$

Выбор граничных условий для уравнения гиперболического типа определяется типом течения. Если $v > 0$ для всех $x \in [0, L]$, где

L — длина участка интегрирования, то достаточно задать условие лишь на верхнем створе

$$\overline{T}(0, t) = \beta_1(t). \tag{8}$$

Если на нижнем створе имеет место инверсия потока ($v < 0$), что может наблюдаться при прохождении нагонных волн, необходимо задать также условие на нижнем створе

$$\overline{T}(L, t) = \beta_2(t). \tag{9}$$

Система уравнений (3), (4), (7)—(9) является замкнутой. Она может быть использована как в системе уравнений движения и неразрывности, так и отдельно, когда известны значения v и ζ. Кроме того, при достаточно малой скорости v или ее отсутствии уравнение (3) позволяет рассчитать термический режим водоема с учетом колебания уровня относительно некоторой глубины по заданным $\zeta(x, t)$.

Уравнение (3) является нелинейным благодаря нелинейной зависимости его правой части от температуры. Его решение возможно только численным методом. В настоящее время выбор подходящей численной схемы интегрирования уравнения (3) большого труда не представляет. На этой проблеме мы здесь останавливаться не будем.

Основным критерием возможности практического решения уравнения (3) является выбор слагаемых теплового баланса поверхности водоема, в основном определяющих его правую часть. Можно воспользоваться опытом воднотермических расчетов [10] и рассчитывать теплопотоки по параметрическим зависимостям, предлагаемым в этой работе.

В заключение отметим, что модель теплового стока (3), (4), (7)—(9) весьма удобна при проведении численных экспериментов для выделения влияния изъятия части водного (теплового) стока реки-донора на термический режим водоема ниже створа изъятия.

В настоящее время уже накоплен некоторый опыт по прогнозированию изменения динамических характеристик водотока в результате изъятия части водного стока. Этот опыт может быть целиком использован при моделировании возможных изменений в тепловом режиме водного объекта, обусловленном изменением его гидравлических характеристик.

Учитывая вышеизложенные положения о раздельном расчете гидравлических и термических характеристик водных объектов, схема оценки изменения термического режима исследуемого объектам может быть представлена следующим образом.

1. На основе трансформированных в результате изъятия части стока гидрологических характеристик на верхнем створе рассчитывается пространственно-временная изменчивость скоростей и уровней вдоль нижележащего водотока.

2. Теплообмен поверхности водотока с внешней средой параметризуется с помощью методов, разработанных ранее [10].

3. Используя информацию о значениях $\zeta(x, t)$, $v(x, t)$ и зависимости $S_{пов}$, $S_{дн}$, S_b, S_{-b} от t методом итераций решается задача (3), (4), (7)—(9).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельчиков В. А., Корень В. И., Кучмент Л. С. Методические указания к построению модели формирования дождевых паводков и ее использованию для выпуска оперативных прогнозов расходов воды с помощью ЭВМ. — М.: ГМЦ СССР, 1974. — 152 с.
2. Васильев О. Ф. Математическое моделирование качества воды в реках и водоемах. — В кн.: Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Л., Гидрометеоиздат, 1976, т. 9, с. 161—168.
3. Васильев О. Ф., Темноева Т. А., Шугрин С. Н. Численный метод расчета неустановившихся течений в открытых руслах. — Изв. АН СССР. Механика, 1965, № 2, с. 17—25.
4. Гидродинамика береговой зоны и эстуариев. Пер. с англ. — Л.: Гидрометеоиздат, 1970. — 394 с.
5. Михайлов Н. И. и др. Вопросы охраны природы в связи с проблемой переброски стока Сибирских рек. — Вестник МГУ, сер. геогр., 1977, № 5, с. 50—56.
6. Методические рекомендации к расчету водохранилищ-охладителей ТЭС. ПЗЗ-75. — Л.: ВНИИГ, 1976. — 55 с.
7. Железняк И. А. Инженерные расчеты движения паводочной воды в реках и водохранилищах. Обзор. — Обнинск: ВНИИГМИ МЦД, 1973. — 24 с.
8. Пааль Л. Л. О продольной диффузии веществ загрязнений в малых водотоках. — В кн.: Доклады и сообщения по вопросам самоочищения водоемов и смешения сточных вод. Таллин. 1967, с. 47—51.
9. Пехович А. И. О точности решения задач теплопроводности при пренебрежении турбулентным переносом вдоль течения. — Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 152—164.
10. Спицын И. П., Винников С. Д., Трушевский В. Л., Дивногорская Е. Ю. Балансовая модель термического режима устьевого взморья (на примере Обской губы). — Труды ААНИИ, Л., 1982, т. 378, с. 138—159.
11. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 302 с.
12. Шикломанов И. А. Влияние хозяйственной деятельности на водные ресурсы и гидрологический режим. Обзор. — Обнинск: МЦД, 1976. — 110 с.
13. Dailey J. E., Harleman D. R. F. Numerikal Model for the Prediction of Transient Water Quality in Estuary Networks. — R. M. Parsons Laboratory, Dept, of Civil Engineering, MIT, Rep, N 158. — 226 p.
14. Thatcher M. L., Harleman D. R. F. Mathematical Model for the Prediction of Unsteady Salinity Intrusion in Estuaries. — R. M. Parsons Laboratory, Dept. of Civil Engineering, MIT, Rep. N 144. — 232 p.

УДК 556.166.

А. М. ВЛАДИМИРОВ

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТОВ РЕЧНОГО СТОКА

Из многообразия величин, характеризующих речной сток, наибольшее применение в практике строительного проектирования находят данные о максимальных, минимальных и годовых расходах воды, т. е. характеристики, описывающие экстремальные и средние величины стока.

В конце 60-х годов усилиями большого числа ведущих гидрологов нашей страны были разработаны унифицированные методы расчета указанных характеристик стока, принятые Госстроем СССР для практического использования в форме нормативного документа СН 435-72 [8]. В качестве дополнения к этому документу по инициативе ГГИ было опубликовано методическое руководство [7], раскрывающее и иллюстрирующее порядок использования приводимых в СН 435-72 методов расчета. Таким образом, можно считать, что к началу 70-х годов в области гидрологических расчетов был наведен определенный порядок как в отношении существовавшего многообразия расчетных формул и разного рода построений и схем, так и в отношении подведения итогов в разработке методов расчета основных гидрологических характеристик.

Вместе с тем, опубликование указанных документов, являющихся синтезом существовавших к тому времени методов расчета, показало не только уровень развития гидрологических расчетов, но и выявило наличие определенных недостатков в имевшихся методах и необходимость и пути их дальнейшего совершенствования. Этому же способствовала апробация расчетных методов проектными и строительными организациями.

Естественно, что для столь обширной страны как Советский Союз, имеющей несколько климатических зон, большое разнообразие физико-географических условий и около 3 млн. рек, создать единые унифицированные методы, позволяющие рассчитывать данную характеристику стока с необходимой точностью для любой реки, практически невозможно.

Хотя отдельные авторы иногда и пытаются предложить обобщающие уравнения, позволяющие, с их точки зрения, осуществлять расчет любых характеристик стока независимо от особенностей водосбора и его размеров. Однако на поверку подобные предложения обычно оказываются выполненными на низком теоретическом уровне и оторванными от современных методов расчета.

Материалы IV Всесоюзного гидрологического съезда (1973 г.), а также Международных симпозиумов по гидрологическим расчетам при недостаточности данных (Мадрид, 1973 г.) и по специфическим аспектам гидрологических расчетов для водохозяйственного проектирования (Ленинград, 1979 г.) показывают, что в настоящее время в практике гидрологических расчетов существуют три случая: исходная гидрометрическая информация достаточна для производства расчетов с необходимой точностью, исходная информация отсутствует, имеющиеся гидрометрические данные не позволяют осуществить расчеты с необходимой точностью. Последний случай занимает промежуточное положение между предыдущими и, в зависимости от объема данных, после соответствующих преобразований может быть отнесен либо к первому, либо ко второму случаям.

В соответствии с наличием и объемом гидрометрических данных применяется один из четырех приемов расчета:

1) использование конкретной статистической схемы, описывающей закон распределения имеющейся выборки данных с последующим определением параметров этого распределения и вычислением искомых характеристик стока;

2) использование метода гидрологической аналогии;

3) применение карт пространственного распределения характеристик стока или расчетных параметров;

4) использование эмпирических зависимостей, связывающих стоковую характеристику с обуславливающими ее величину физико-географическими факторами.

Каждый из приемов может содержать несколько методов расчета.

Первый прием применяется обычно для случая наличия многолетних гидрометрических наблюдений за расходами воды, позволяющих определить искомую величину стока с необходимой точностью. Правда, следует отметить, что и все остальные приемы в конечном итоге сводятся также к нахождению в явном или неявном виде параметров закона распределения. Отличие заключается лишь в способах и методах их определения.

Основная трудность в этом случае заключается в подборе такой схемы распределения (кривой обеспеченности), которая бы наилучшим образом соответствовала распределению эмпирических данных, особенно в области больших или малых обеспеченностей, наиболее интересующей практику. Применительно к годовому стоку наиболее часто в расчетах используется биномиальная кривая обеспеченности (кривая Пирсона III типа), параметры которой (среднее $\overline{Q}$, коэффициенты вариации C_v и асимметрии C_s) позволяют получить расчетную величину расхода воды. При этом большое значение имеет продолжительность наблюдения за стоком — длина выборки и ее соотношение с генеральной совокупностью членов ряда, определяющее в конечном итоге точность

и надежность расчетов. Естественно, с учетом точности исходных данных.

Расчет коэффициента вариации осуществляется одним из двух способов: методом моментов при величине коэффициента $C_v < 0{,}5$ или методом наибольшего правдоподобия при величине коэффициента $C_v > 0{,}5$. Наиболее часто применяется метод моментов, поскольку для большинства рек Советского Союза величина коэффициента C_v годового стока находится в пределах 0,15—0,5 и лишь в зоне недостаточного увлажнения (степи, полупустыни) она возрастает до 1—1,2.

Помимо названных методов в 70-х годах довольно широко внедрился в практику расчетов графоаналитический метод определения параметров кривой распределения, разработанный Г. А. Алексеевым [1]. Этот метод позволяет по трем ординатам сглаженной эмпирической кривой обеспеченности (5, 50 и 95%-ной) определить необходимые параметры с достаточной в большинстве случаев точностью. Имея преимущества, по сравнению с вышеуказанными методами, в скорости обработки информации, он может проигрывать в отдельных случаях в точности вследствии наличия субъективности в наведении сглаженной кривой обеспеченности. К тому же он ограничен в применении, поскольку наилучшие результаты дает лишь кривая правильного гиперболического типа с симметричным расположением концов относительно центра.

Расчет эмпирической обеспеченности обычно производится по формуле

$$p = \frac{m - 0{,}3}{n + 0{,}4} \cdot 100\% , \qquad (1)$$

где m — порядковые номера членов ряда наблюдений, расположенных в убывающем порядке; n — общее число членов ряда наблюдений (статистической совокупности).

Формула (1) дает осредненное положение эмпирической кривой по сравнению с расчетом по другим формулам. Однако в целях получения некоторого запаса в экстремальных величинах стока целесообразно использование формулы

$$p = \frac{m}{n + 1} \cdot 100\% , \qquad (2)$$

которая увеличивает наклон кривой в зоне экстремальных значений, давая большую величину в зоне малой обеспеченности (10%-ной и менее) и меньшую в зоне большой обеспеченности (90%-ной и более).

Методика изложенного приема расчета практически не меняется при расчетах таких экстремальных характеристик стока, как максимальные и минимальные расходы воды. Хотя имеются некоторые особенности при выборе функции распределения. При-

менительно к расчету максимального стока большое использование находят такие типы кривых распределения. как трехпараметрического гамма-распределения (кривая Крицкого М. Ф. и Менкеля С. Н.) и логарифмически нормального распределения (log — нормальная кривая) при различных соотношениях коэффициентов C_s и C_v.

При расчетах минимальных расходов воды в большинстве случаев пригодна биномиальная кривая обеспеченности. Вместе с тем особенностью данных наблюдения за минимальными расходами воды является наличие нулевых значений вследствие пересыхания или перемерзания рек в маловодные годы, что свойственно для малых рек зоны недостаточного увлажнения, а также зоны многолетней мерзлоты в зимний сезон. При этом для расчета используется обычно эмпирическая кривая обеспеченности, параметры которой могут быть определены графоаналитическим методом.

При построении кривых обеспеченности максимального (особенно дождевых паводков) и минимального стока нередко наблюдается отклонение эмпирических точек, соответствующих редкой повторяемости, от теоретической кривой распределения. Это объясняется либо генетической неоднородностью ряда наблюдений, либо особенностями питания реки одним и тем же типом вод (для минимального стока). При генетической неоднородности исходных величин стока определение расчетных характеристик может быть произведено путем построения усеченных кривых или составных кривых обеспеченности с последующим построением суммарной кривой [6]. Однако следует отметить, что применение усеченных кривых сокращает имеющуюся информацию о стоке, освещая при этом лишь наиболее многоводный или маловодный периоды и требует к тому же наиболее длительных рядов наблюдения за стоком. Последнее необходимо и при построении составных кривых. Поэтому их практическое применение весьма ограничено.

Резкое отклонение эмпирических точек минимального стока от теоретической кривой распределения в зоне больших обеспеченностей (последние члены ряда) нередко бывает связано с тем, что в особо маловодные годы основные водоносные горизонты, питающие реку в меженный период, истощаются (сток в реки, потери на испарение или промерзание), и река переходит на питание из наиболее глубоких горизонтов. При небольшой глубине дренирования глубокого водоносного горизонта или при его малой обводненности поступление воды в русло реки резко сокращается, что отражается на кривой обеспеченности в виде выброса точки (или точек) вниз от общего направления. При таком распределении подобрать к эмпирическим точкам теоретическую кривую обычно не представляется возможным и в расчетах оперируют со сглаженной эмпирической кривой обеспеченности.

При определении экстремумов редкой повторяемости необходимо иметь наибольший объем информации о стоке. Однако огра-

ничивающим фактором в этом случае часто является относительно короткий период наблюдения. Для восполнения этого недостатка имеются предложения [1, 3] о построении обобщенных районных кривых обеспеченности по совокупности данных пунктов наблюдения, расположенных в однородном районе. При этом предполагается общность как типа кривой обеспеченности, так и ее параметров для всех объединяемых пунктов при статистической однородности, независимости и случайности рассматриваемых величин стока. Однако практическая проверка этого метода осуществлена еще далеко недостаточно применительно к максимальному стоку и почти совершенно не исследована для минимального стока. Причем для последнего степень статистической независимости (т. е. отсутствие корреляции между величинами стока рек в одни и те же годы) и случайности (т. е. отсутствие связи стока данного года с предшествующим) может оказаться весьма невысокой вследствие специфики его формирования.

Разработка методов построения обобщенных кривых обеспеченности представляет несомненный научный и практический интерес, но следует учитывать, что за осуществляемым осреднением можно упустить особенности отдельных водных объектов.

Таким образом, для расчета основных характеристик стока в случае наличия достаточного объема информации имеются унифицированные методы расчета, позволяющие в большинстве случаев получить необходимую расчетную величину с достаточной точностью. Исключением являются наиболее экстремальные величины (расходы воды очень редкой повторяемости), способы определения которых требуют дальнейшего усовершенствования с целью повышения точности и надежности их расчета.

Эти разработки целесообразно вести в плане уточнения теоретических схем распределения при одновременном наиболее полном анализе гидрологической информации и повышении точности гидрометрических данных об экстремальных величинах стока с учетом антропогенного воздействия, особенно на величину минимального стока, на основании анализа однородности ряда наблюдений и восстановления естественного стока.

В случае недостаточного объема исходной информации, когда имеющийся ряд наблюдений за стоком не позволяет получить расчетную характеристику с необходимой точностью, осуществляется приведение расчетных параметров к среднемноголетним значениям. На основании использования метода гидрологической аналогии производится либо удлинение расчетного ряда, либо пересчитываются параметры кривой обеспеченности Q и C_v по связи с пунктами-аналогами. При этом широкое применение находит метод множественной линейной корреляции, позволяющий воспользоваться сразу группой пунктов-аналогов и довольно существенно повысить коэффициент корреляции [6]. Рассчитывая экстремальные характеристики стока необходимо учитывать выдающиеся (катастрофические) половодья и паводки или исклю-

чительные маловодья. Это может достигаться путем использования исторических сведений и данных полевых обследований водотоков, когда устанавливаются предельно высокие и низкие уровни воды в расчетном створе. Этому же способствует проведение совместного анализа гидрологических и метеорологических наблюдений, позволяющего установить величину максимально возможного паводка (максимум-максиморум) по метеорологическим данным [5] или на основе анализа по «коллективам-ансамблям гидрологических объектов» [3]. Правда, последние предложения еще не нашли широкого практического применения в связи с недостаточной надежностью определения ряда используемых при расчетах гидрометеорологических параметров.

Следует отметить, что далеко не всегда можно воспользоваться методом гидрологической аналогии в целях приведения расчетных параметров к многолетним характеристикам, поскольку разнообразие физико-географических условий и редкая сеть пунктов гидрологических наблюдений может не позволить подобрать подходящий аналог или аналоги. Это нередко происходит при расчетах максимальных расходов дождевых паводков и минимального стока. В то же время имеющийся ряд наблюдений в силу большой временной изменчивости рассматриваемых характеристик и его малой длины может дать большую величину ошибки расчета, превышающей допустимые пределы. В таких случаях целесообразно осуществлять расчет как для случая отсутствия данных наблюдений. Поскольку имеющиеся для этого случая расчетные обобщения основаны на анализе процессов, свойственных водотокам исследуемого района и отражают основные закономерности формирования рассматриваемых характеристик стока. Поэтому конечные результаты расчета дадут более точные величины, чем использование вышеуказанных нерепрезентативных данных наблюдений.

В случае отсутствия (или недостаточности) гидрометрических данных о стоке воды определение расчетных характеристик производится на основании обобщений данных сети гидрологических постов, учитывающих закономерности формирования рассматриваемой характеристики стока во времени и по территории.

Наиболее распространенными приемами обобщений являются построение карт изолиний или районов и разработка расчетных формул (эмпирических зависимостей), учитывающих влияние на величину рассматриваемой характеристики стока основных физико-географических факторов.

Картирование гидрологических характеристик, как форма обобщения, находит весьма широкое применение и используется для определения годового, максимального и минимального стока. Теоретической основой построения карт изолиний стока является положение о неизменности среднего уровня увлажненности территорий в историческое время и проявление географической зональности в гидрологии. Карты изолиний стока отражают зональные

изменения данной характеристики, соответствующие изменению зональных физико-географических факторов по рассматриваемой территории. Эти изменения происходят плавно по территории, но с различной степенью интенсивности, определяющейся ходом климатических процессов и характером влияния подстилающей поверхности. Поэтому карты изолиний не отражают тех изменений стока, которые происходят под влиянием местных (азональных) факторов. Не отражают карты и особенностей формирования стока рек, пересекающих несколько географических зон (полизональный сток). Поэтому карты изолиний стока пригодны только для определенного диапазона рек, сток которых формируется сугубо под влиянием зональных факторов. Диапазон таких рек зависит от рассматриваемой характеристики стока, точнее от условий ее формирования. Так, годовой сток картируется для рек с площадью бассейна от 50—100 км^2, а минимальный — от 1000—2000 км^2 (в зависимости от географической зоны и условий дренирования реками водоносных горизонтов). Верхний предел площадей более постоянен и составляет 50—75 тыс. км^2.

Построение карт изолиний стока целесообразно для обширных территорий, на которых достаточно ярко может быть выражена зональность гидрометеорологических характеристик.

Карты изолиний являются основным приемом при расчетах годового стока [7, 8], поскольку охватывают большой диапазон рек и к тому же сток азональных рек рассчитывается также с использованием карт — по переходному коэффициенту от зонального стока. Сток полизональных рек определяется обычно по интерполяции между пунктами наблюдения.

Карты изолиний позволяют рассчитывать величину годового стока с достаточной точностью для равнинных рек (10—15%), уменьшая ее, однако, для рек горных территорий. Поэтому при исследованиях в области расчетов годового стока наибольшее внимание целесообразно обратить на оценку годового стока малых и горных рек, а также учет временных колебаний годового стока.

Использование карт изолиний является основным приемом расчета и в области минимального стока при его определении для средних рек. Имеются карты, построенные для определения не только средней многолетней величины минимального стока, но и стока расчетной обеспеченности [2, 8].

При расчетах максимальных расходов воды карты применяются как вспомогательный материал для определения слоя стока половодья или модуля максимального стока паводков [7, 9], являющихся параметрами расчетных формул.

Районирование территории можно считать самостоятельным и весьма сложным приемом обобщения, требующим значительного объема информации. Теоретически оно базируется на сохранении во времени характера соотношения географической среды и режима речного стока, формирующегося в локальных природных условиях. Существенное изменение этих условий вызывает соот-

ветствующие изменения режима и величины речного стока. Выделяемые районы являются однородными по одному или нескольким основным физико-географическим факторам, обуславливающим величину той или иной характеристики стока (или расчетного параметра). Нередко лишь районирование может быть единственно возможным приемом, позволяющим учесть влияние факторов, выражаемых в качественном виде (например, гидрогеологические условия, многолетняя мерзлота и т. п.), а также учесть влияние азональных факторов в формировании стока малых рек. Для выделенных районов устанавливаются расчетные зависимости или значения параметров расчетной формулы.

Выделение однородных районов производится на основании применения генетического анализа и статистических методов. Так, при исследовании минимального стока анализируются геолого-гидрогеологические условия, определяющие величину подземного питания рек, с одновременным учетом климатических условий территории, определяющих общую увлажненность местности, а также характера рельефа, озерности, заболоченности, залесенности и хозяйственного освоения водосбора. Статистическими методами уточняются границы районов путем оценки вероятности принадлежности рассматриваемой характеристики стока в пунктах наблюдения одной генеральной совокупности, т. е. их подчинение одному и тому же закону распределения вероятностей. Это осуществляется на основании сортировки и классификации результатов попарного сравнения параметров кривой обеспеченности с применением критериев однородности [2]. Произведенное подобным образом районирование позволяет обойтись при разработке расчетной зависимости всего одной-двумя переменными. При расчетах минимального стока таковыми обычно являются площадь бассейна или высота водосбора и один из таких факторов как озерность, заболоченность, закарстованность (в зависимости от преобладания). Например, в практике строительного проектирования нашла широкое применение [2, 7] формула вида

$$Q_p = a(F \pm f)^n \lambda_p, \qquad (3)$$

где Q_p — минимальный расход воды расчетной обеспеченности; F — площадь бассейна; f — средняя по району площадь с отсутствием стока (минус в скобках) или средняя площадь, обеспечивающая дополнительное питание рек данного района (плюс в скобках) за счет наличия карста (закарстованность до 50%), озер (озерность до 5%) или выхода глубоких подземных вод; a, n — постоянные районные коэффициенты; λ_p — коэффициент перехода от 80%-ной к расчетной обеспеченности.

Максимальные расходы воды дождевых паводков также рассчитываются по районным (региональным) редукционным формулам, учитывающим уменьшение величины максимального модуля стока или увеличение времени добегания с ростом площади водосбора с учетом влияния озерности, заболоченности и залесен-

ности. Аналогичный способ применяется при расчете максимальных расходов половодий, опирающийся на редукцию коэффициента дружности половодья, имеющую региональный характер.

Наиболее широко при строительном проектировании [7, 8] для расчета стока половодья используется формула

$$Q_p = \frac{k_0 h_p F}{(F+1)^n} \mu \delta_1 \delta_2, \qquad (4)$$

где Q_p — мгновенный максимальный расход талых вод расчетной вероятности превышения; h_p — слой суммарного весеннего стока той же вероятности превышения; k_0 — коэффициент дружности половодья, равный отношению модуля максимального стока к слою стока за половодье; F — площадь водосбора; μ — коэффициент, учитывающий различие коэффициентов C_v максимальных слоя и расхода воды; $\delta_1 \delta_2$ — коэффициенты снижения максимального стока за счет озерности, заболоченности и залесенности водосбора.

Для расчета максимальных расходов дождевых паводков не менее широко [7, 8, 9] используется формула

$$Q_p = q_{200} \left(\frac{200}{F}\right)^n F \delta_1 \delta_2 \lambda_p, \qquad (5)$$

где q_{200} — максимальный модуль стока вероятностью ежегодного превышения $p = 1\%$, приведенный к площади водосбора $F = 200$ км^2.

Показатель степени редукции n в формулах (4) и (5) изменяется в зависимости от района.

При расчетах максимального стока на малых водотоках (до 50—200 км^2) большое значение имеет учет местных особенностей водосбора (уклоны склонов, их экспозиция, почво-грунты, высота водосбора, хозяйственная деятельность) и характер снеготаяния или выпадения дождей. Поэтому вместо формул (4) и (5) используются формулы, учитывающие бассейновое время добегания (для стока половодий) или интенсивность осадков (формула предельной интенсивности для стока паводков). Большие работы по исследованию максимального стока малых водотоков в части изучения характеристик дождей и интенсивности снеготаяния и водоотдачи, использованию метеорологических данных для обоснования параметров формул максимального стока, по разработке методики построения гидрографов паводков и половодий с использованием электро-моделирующих машин проведены в последнее десятилетие на кафедре гидрологии суши ЛГМИ [4]. При этом использовались данные экспедиционных исследований сотрудников кафедры, осуществлявшихся в различных районах СССР, в период которых производились натурные измерения паводков 1—3%-ной обеспеченности на самых малых водотоках, что позволило существенно уточнить региональные расчетные параметры формул, особенно для районов Дальнего Востока.

Однако существующие расчетные формулы, особенно в части определения максимального стока малых водотоков и логов, требуют дальнейшего усовершенствования как в отношении их структуры, так и уточнения параметров по отдельным регионам. Но при этом сложность структуры расчетных формул должна соответствовать объему и точности исходной информации. Повышению надежности расчетов будет способствовать увеличение точности гидрометрических измерений максимального и минимального стока, создание более современной теории формирования стока и на ее основе математических моделей, учитывающих в явной форме процессы стока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 363 с.
2. Владимиров А. М. Сток рек в маловодный период года. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 295 с.
3. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. — М.: Наука, 1981. — 255 с.
4. Орлов В. Г., Самохин А. А., Соловьева Н. Н. Исследования максимального стока кафедрой гидрологии суши. — В сб.: «Вопросы гидрологии суши», изд. ЛПИ, 1981, вып.. 74, с. 9—19 (ЛГМИ).
5. Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 303 с.
6. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 423 с.
7. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеоиздат, 1973. — 111 с.
8. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик СН 435-72. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 19 с.
9. Чеботарев А. И., Серпик Б. И. Расчет дождевого стока неизученных рек СССР. — В кн.: Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда, т. 3. — Л., Гидрометеоиздат, 1975, с. 22—30.
10. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек. — Л.: Гидрометеоиздат, 1979. — 300 с.

УДК 556.536

Н. Б. БАРЫШНИКОВ

ГИДРАВЛИКА ПОТОКОВ В РУСЛАХ И ПОЙМАХ

На кафедре гидрометрии были продолжены исследования проблемы расчета сопротивлений, средних скоростей и других характеристик потоков, протекающих в составных руслах, начатые в конце 50-х годов под руководством В. Н. Гончарова [7]. Они позволили разработать типизацию процесса взаимодействия по-

токов в руслах с поймами и потоков, протекающих по поверхностям с резко отличной шероховатостью по ширине, основанную на взаимном расположении динамических осей взаимодействующих потоков на участке, расположенном ниже расчетного створа, которое впоследствии было заменено положением геометрических

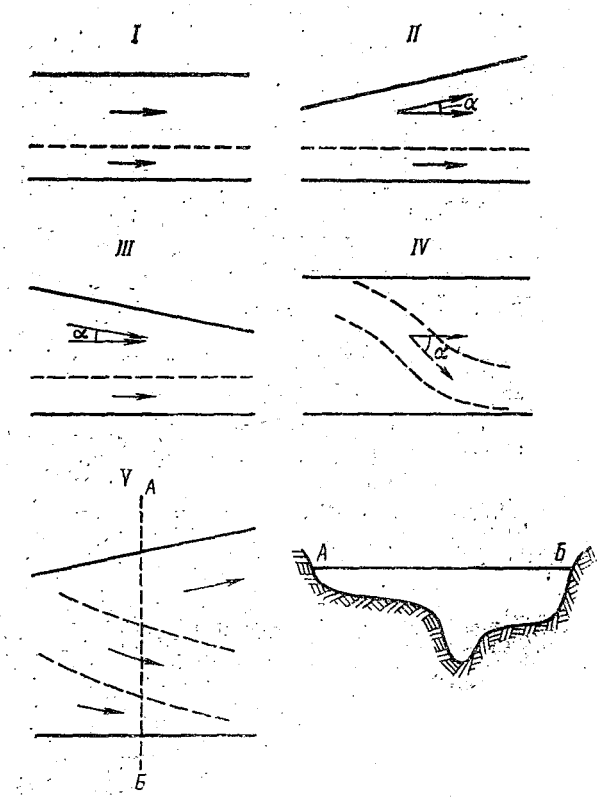

Рис. 1. Схематическое изображение типов взаимодействия руслового и пойменного потоков.

осей русла и поймы на этом же участке. Было выделено пять типов взаимодействия потоков (рис. 1). Первый — характеризуется параллельностью их осей. Увеличение сопротивления движению потоков обусловлено образованием вертикально расположенной волновой поверхности на границе раздела этих потоков, а которой при увеличении разницы их скоростей формируются вихри, перемещающиеся в поперечном направлении в сторону руслового потока. Дополнительное сопротивление, возникающее при этом, может быть определено по выражению $\tau_b = A_b \frac{\partial v}{\partial b}$.

Уменьшение расхода воды в русловом отсеке потока за счет эффекта взаимодействия достигает 10—12% по сравнению с аналогичным, но в изолированном от поймы русле, а в русле с поймой — не превышает 7—10% (по сравнению с суммарной пропускной способностью изолированных отсеков русла и поймы).

Второй тип — характеризуется расхождением осей потоков, сопровождаемым растеканием масс руслового потока по пойме. Это приводит к увеличению уклонов водной поверхности при увеличении уровней и, как следствие, к увеличению скоростей потоков и пропускной способности русла и поймы, которая находится в прямой зависимости от величины угла α [3].

Третий тип — характеризуется схождением осей взаимодействующих потоков, приводящим к поступлению масс пойменного потока, имеющих меньшие чем в русловом скорости, в русло. Это вызывает торможение руслового потока и, как следствие, уменьшение его скоростей и расходов воды. Величина этого уменьшения пропорциональна углу α. При больших углах α в русле возникает водоворотная зона, величина которой пропорциональна величине угла α и мощности пойменного потока, пересекающего русловой [4].

Четвертый и пятый типы — характеризуются пересечением осей взаимодействующих потоков. При углах $\alpha \leqslant 50°$ взаимодействие потоков происходит по второму типу, если пойма ниже расчетного створа расширяется и по третьему — если пойма сужается. При углах $\alpha > 50°$ эффект взаимодействия потоков близок к аналогичному при третьем типе. Пятый тип отличается от четвертого сложной, ступенчатого строения поймой (односторонней или двусторонней). При затоплении каждой последующей поймы или ее возвышенной части происходит смена типа взаимодействия потоков. Именно при четвертом и пятом типах углы α могут достигать значений 90—150°, когда русло полностью занято водоворотной зоной, скорости потока в нем снижаются до нулевых значений и даже могут иметь отрицательные величины (при $\alpha \geqslant 90°$). Таким образом, пятый тип взаимодействия потоков как бы обобщает все остальные типы, которые являются его частными проявлениями.

Необходимо отметить, что данная типизация применима только для условий образования единого руслопойменного потока, который наблюдается при уровнях, превышающих уровни затопления бровок прирусловых валов. При затоплении поймы характер движения потоков в русле и особенно на пойме значительно усложняется. Направление движения пойменных потоков определяется направлением вееров пойменных валов и может как совпадать с направлением руслового потока, так и быть противоположным ему (в ранние стадии затопления поймы).

Анализ экспериментальных и натурных данных показал, что морфология пойм и русел на расчетных участках оказывает определяющее влияние на характер течений и величины сопротивления движению потоков в руслах с поймами. Следовательно, ее уче

при разработке расчетных методов является обязательным. Уместно отметить, что автором в качестве расчетного принят участок, расположенный ниже расчетного створа, длиною несколько ширин поймы [3]. В то же время значительное влияние на гидравлику потоков оказывает морфологическое строение участка, расположенного выше расчетного створа. Учет его особенностей при разработке типизации процессов взаимодействия положен в основу типизации В. Г. Саликова [13]. Однако совместный учет морфологических особенностей верхнего и нижнего участков приводит к излишней детализации типов взаимодействия потоков (до 25—30), что при ограниченном объеме исходной информации может привести к значительным затруднениям при разработке расчетных зависимостей.

Нами выполнен анализ возможности применения системы уравнений гидромеханики для расчета гидравлических параметров потоков в руслах с поймами и выявлены члены уравнений, которые в наибольшей степени зависят от морфометрических характеристик расчетных участков. В качестве исходных были использованы уравнения неразрывности и движения потока с переменной массой (для русла с односторонней поймой):

$$I_0 = \frac{v_р^2}{C_р^2 h_р} + \frac{\partial}{\partial l}\left(\frac{\alpha_р v_р^2}{2g}\right) + \frac{q_1 v_р}{g\omega_р} + \frac{v_р m \sqrt{2g|\Delta H|}\, h_п \operatorname{sign}(H_р - H_п)}{g\omega_р} + \frac{\alpha'_р}{g}\frac{\partial v_р}{\partial z}; \quad (1)$$

$$I_п = \frac{v_п^2}{C_п^2 h_п} + \frac{\partial}{\partial l}\left(\frac{\alpha_п v_п^2}{2g}\right) + \frac{q_2 v_п}{g\omega_п} + \frac{v_п m \sqrt{2g|\Delta H|}\, h_п \operatorname{sign}(H_р - H_п)}{g\omega_п} + \frac{\alpha'_п}{g}\frac{\partial v_п}{\partial t}; \quad (2)$$

$$\frac{d(Q_р + Q_п)}{dl} + \frac{d(\omega_р + \omega_п)}{dt} = q_1 + q_2, \quad (3)$$

где q_1 и q_2 — расходы притока воды со склонов на единицу длины потока; $\alpha_{р,п}$ и $\alpha'_{р,п}$ — коэффициенты Кориолиса и Буссинеска; H — уровень воды; ΔH — перепад уровней между руслом и поймой; m — коэффициент водослива; $\frac{vm\sqrt{2g|\Delta H|}\, h_п \operatorname{sign}(H_р - H_п)}{g\omega}$ член уравнения, учитывающий массообмен между русловой и пойменной частями потока; индексы «р» и «п» показывают, что параметры уравнения относятся к русловой или пойменной частям потока.

Наибольшее влияние морфометрические характеристики оказывают на параметры $C_{р,п}$; m; $\alpha_{р,п}$; $\alpha'_{р,п}$, зависящие от величины угла α. В то же время длина расчетного участка l так же определяется морфологическими особенностями строения русел и пойм. Действительно, $\frac{\partial}{\partial l}\left(\frac{\alpha v^2}{2g}\right) \approx \frac{\alpha_н v_н^2 - \alpha_в v_в^2}{2gl} \approx \frac{1}{2gl}\left(\frac{\alpha_н Q_н^2}{\omega_н^2} - \frac{\alpha_в Q_в^2}{\omega_в^2}\right)$, принимая $Q_н \approx Q_в$ и $\alpha_н \approx \alpha_в$, получим $\frac{\partial}{\partial l}\left(\frac{\alpha v^2}{2g}\right) \approx \frac{\alpha Q^2}{gl}\left(\frac{1}{\omega_н^2} - \frac{1}{\omega_в^2}\right)$.

Таким образом, практически все члены правой части уравнений (1, 2) зависят от морфологических особенностей строения расчетного участка. В то же время решение этой системы уравнений (1—3) в настоящее время не представляется возможным как из-за отсутствия необходимой информации об $I_п$, m и других параметрах, так и в связи с отсутствием, хотя бы приближенных методов расчета этих параметров на основе данных о морфометрических характеристиках.

Уравнения (1—2) могут быть преобразованы в выражения по форме близкие к формуле Шези:

$$v_р = C_р \sqrt{h_р I_р \left(1 - \frac{\sum \varepsilon_{рi}}{I_р}\right)}; \quad (4)$$

$$v_п = C_п \sqrt{h_п I_п \left(1 - \frac{\sum \varepsilon_{пi}}{I_п}\right)}. \quad (5)$$

Они отличаются от нее наличием инерционных членов (ε_1, ε_2, ε_3, ε_4).

Оценка степени их влияния, выполненная Д. Е. Скородумовым [14] и автором [3], показала, что величина члена, учитывающего нестационарность режима (ε_4), не превышает 5% от значения уклона водной поверхности потока. Однако его влияние резко возрастает в период затопления поймы [6]. В этот период его учет осуществляется посредством разбивки непрерывного временного процесса на отдельные расчетные интервалы, выбор которых обусловлен физическими условиями процесса затопления и опорожнения натурных пойм.

Влияние членов уравнений (1 и 2), учитывающих неравномерность режима (ε_1) и массообмен между руслом и поймами (ε_3), на гидравлику потоков весьма значительно и может достигать 30—35% от уклона водной поверхности [3, 14]. Именно эти члены уравнений (1 и 2 или 4 и 5) в наибольшей степени зависят от морфологических особенностей расчетного участка. Поэтому наиболее перспективным в настоящее время является установление расчетных зависимостей между гидравлическими характеристиками потоков в руслах с поймами и морфометрическими характеристиками расчетных участков.

Разработке морфометрических характеристик русел и зависимостей между ними и гидравлическими характеристиками потоков посвящен ряд исследований, обобщенных В. И. Антроповским [1].

Значительно сложнее обстоит дело с морфометрическими характеристиками пойм и зависимостями между ними и гидравлическими параметрами потоков в руслах с поймами. Это обусловлено тем, что пойма — эпизодически затапливаемая часть русла, формирующаяся в результате эрозионно-аккумулятивной деятельности реки. Исходя из этого не ясно, какие же расходы воды в руслах с поймами и соответствующие им гидравлические характеристики потоков принимать в качестве расчетных при разработке гидроморфометрических зависимостей. Еще более сложен выбор морфометрических характеристик пойм и пойменных массивов. В тех немногих исследованиях, в которых выполнен анализ морфометрических характеристик пойм [11, 12 и др.], они не увязаны с гидравлическими параметрами потоков, и только в работах автора [2, 3 и др.] приведены расчетные зависимости между гидравлическими параметрами русловых и пойменных потоков (при уровнях, превышающих уровни затопления бровок прирусловых валов) и морфометрическими характеристиками пойм и русел. В качестве последних были приняты угол α и относительная ширина поймы ($B_п/B_р$).

В то же время угол α определяется на участке длиною равной нескольким ширинам поймы или 5—7 ширинам русла, хотя гидравлика руслопойменных потоков определяется морфологическими особенностями строения участка длиною примерно равной длине «четки» [9], т. е. значительно большей протяженности, измеряемой в зависимости от размеров реки десятками километров. Однако угол α может изменяться весьма значительно (от $+150°$ до $-150°$) не только в пределах одной четки, но даже и одного пойменного массива. Далее, в качестве расчетной, была принята относительная ширина поймы в расчетном створе. Эта величина так же весьма значительно изменяется по длине реки.

Исходя из этого, следует отметить, что выбор морфометрических характеристик требует дальнейших углубленных проработок, ибо они должны учитывать не только морфометрические особенности строения русел и пойм на участках ограниченной длины, но и степень их влияния на гидравлику потоков в руслах с поймами. Поэтому необходимо рекомендовать такие морфометрические характеристики, которые учитывали бы особенности строения участка большой протяженности, по-видимому, в пределах одной четки. В частности необходимы характеристики, отражающие влияние прорв и других понижений в прирусловых валах, через которые происходит затопление и опорожнение пойм.

Анализ характера изменения угла α по длине ряда рек, выполненный автором совместно с Е. С. Субботиной [2], позволил установить, что значение угла α, полученное для участка расположе-

ния поста, как правило, близко к его осредненному значению на участке, длиной примерно равной длине четки.

Для получения расчетных зависимостей были использованы данные наблюдений примерно по 100 постам системы Госкомгидромета, а также данные специальных натурных [14] и лабораторных исследований [3, 15 и др.], а именно сведения об измеренных расходах воды, планы участков постов (для определения угла α), профили поперечного сечения по гидростворам до незатопляемых отметок и сведения о ежедневных уровнях воды. Все исходные характеристики представлены в безразмерном виде, что позволило обобщить данные по различным рекам. В качестве опорных приняты средние глубины ($h_{р.б}$) и скорости руслового потока ($v_{р.б}$) при уровнях затопления бровок прирусловых валов.

Сложнее выбор таких опорных уровней для поймы. Это обусловлено как низкой точностью исходной информации о гидравлике пойменных потоков, так и более сложным по сравнению с руслом их морфологическим строением. К тому же на пойме наблюдаются значительные изменения ее шероховатости как по длине, так и по ширине. Поэтому для выявления зависимостей гидравлических характеристик пойменных потоков от морфометрических характеристик пойм и русел они были представлены в виде их отношения к соответствующим характеристикам русловых потоков при тех же уровнях воды или при уровнях затопления бровок прирусловых валов.

Низкая точность и малый объем исходной информации, а также сложность строения пойм позволили лишь качественно выявить влияние их отдельных морфометрических параметров на гидравлику потоков. Для получения расчетных зависимостей необходимы дополнительные исследования, основанные на большем по объему и более высокой точности материале натурных наблюдений.

По исходным данным были получены расчетные графические зависимости $\frac{v_р}{v_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha, \frac{I}{I_{р.б}}\right)$ и $\frac{n_р}{n_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha, \frac{I}{I_{р.б}}\right)$ для второго типа взаимодействия потоков и $\frac{v_р}{v_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha, \frac{B_п}{B_р}\right)$ и $\frac{n_р}{n_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha, \frac{B_п}{B_р}\right)$ для третьего их типа. Все данные наблюдений для четвертого типа взаимодействия потоков при $\alpha \leqslant 50°$ были отнесены ко второму или третьему типам в зависимости от характера изменения ширин поймы на участке, расположенном ниже расчетного створа. Исходная информация при пятом типе взаимодействия потоков из расчетов исключалась. Анализ исходных данных при этом типе позволил рекомендовать

для расчетов осредненное значение угла $\bar{\alpha}$, определяемое по формуле

$$\bar{\alpha} = \frac{\sum \Delta \left(\frac{h_{p\,i}}{h_{p.\,б}} \right) \alpha_i}{\sum \Delta \left(\frac{h_{p\,i}}{h_{p.\,б}} \right)},$$

где $\Delta \left(\frac{h_{p\,i}}{h_{p.\,б}} \right)$ — приращение относительных глубин при постоянном значении угла α_i.

Изменения значений $\frac{v_p}{v_{p.\,б}}$ в поле координат $\frac{v_p}{v_{p.\,б}}$, α при увеличении угла α при втором и третьем типах взаимодействия потоков противоположны друг другу [5]. Действительно, при обоих типах взаимодействия потоков кривые $\frac{v}{v_{p.\,б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.\,б}}, \alpha\right)$ имеют своим началом точку с координатами (1, 0). При втором типе — наблюдается увеличение относительных скоростей руслового потока при увеличении угла α, а при третьем, наоборот, их уменьшение. Исходя из этого, была предпринята попытка объединить всю исходную информацию о скоростях потока $\left(\frac{v_p}{v_{p.\,б}}\right)$ на одном графике. С этой целью значения углов α для второго типа взаимодействия потоков принимались с отрицательным знаком, а для третьего — с положительным. Такой прием позволил получить единые графические зависимости для второго — четвертого типов взаимодействия потоков вида: $\frac{v_p}{v_{p.\,б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.\,б}}, \alpha\right)$.

Однако при этом не представлялось возможным выявить зависимость относительных скоростей руслового потока от относительных ширин поймы. Как видно на рис. 2, все кривые зависимости $\frac{v_p}{v_{p.\,б}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p.\,б}}, \alpha\right)$ для различных значений относительных глубин (1,10; 1,25; 1,50) пересекаются в точке с координатами (1, 0) и вполне закономерно располагаются относительно друг друга. Указанные зависимости достаточно тесные ($\eta = 0{,}84$—$0{,}96$ и $\sigma = 0{,}24$—$0{,}48$).

Аналогичным образом, но на основе ограниченной информации (только по 42 постам), были получены расчетные графические зависимости $I/I_{p.\,б} = f(\alpha)$ также для трех значений относительных глубин (1,10; 1,25; 1,50) (рис. 3). Сокращение объема исходной информации обусловлено отсутствием на ряде постов наблюдений над уклонами водной поверхности, особенно

в период прохождения паводков. Как видно на рисунке, прослеживается четкая закономерность изменения относительных значений уклонов свободной поверхности при увеличении угла α. Так, при увеличении α от —45 до 0° (второй тип взаимодействия потоков) отмечается интенсивное уменьшение уклонов ($I/I_{р.б}$). Причем $I/I_{р.б} = f(\alpha)$ при различных значениях относительных глубин почти параллельны друг другу, и только при

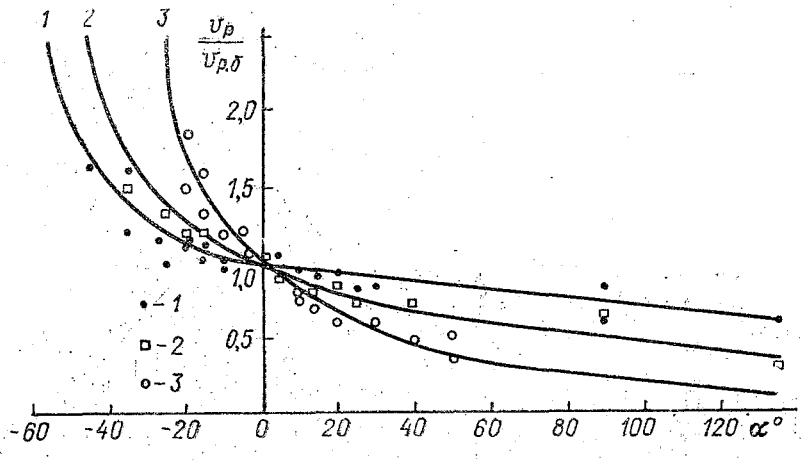

Рис. 2. Графики зависимостей $\frac{v_р}{v_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha\right)$:

1 — $\frac{h_р}{h_{р.б}} = 1{,}10$; 2 — $\frac{h_р}{h_{р.б}} = 1{,}25$; 3 — $\frac{h_р}{h_{р.б}} = 1{,}50$.

значениях углов α, близких к 0°, интенсивность изменения уклонов резко уменьшается. Действительно, при увеличении углов α в приведенном диапазоне значения уклонов ($I/I_{р.б}$) соответственно изменяются от 3,5 до 1,0.

Существенно отличен характер изменения уклонов свободной поверхности при увеличении углов α от 0 до 50° (третий тип взаимодействия потоков). Кривые зависимости $I/I_{р.б} = f(\alpha)$ для различных относительных глубин также близки к параллельным и имеют незначительный наклон к оси абсцисс (α). Уклоны свободной поверхности в этом диапазоне изменения углов уменьшаются от 1,0 до 0,9 при $\frac{h_р}{h_{р.б}} = 1,10$ и до 0,4 при $\frac{h_р}{h_{р.б}} = 1,50$.

Полученные зависимости $I/I_{р.б} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha\right)$ достаточно тесные, их корреляционные отношения (для различных глубин) изменяются от 0,82 до 0,94, а среднеквадратические отклонения — от 0,59 до 0,79.

Наставление и инструкции [10] рекомендуют расчет максимальных расходов воды по данным о метках высоких вод осуществлять на основе формулы Шези—Павловского, наиболее трудно и наименее точно определяемым параметром которой является коэффициент шероховатости. Поэтому нами была предпринята

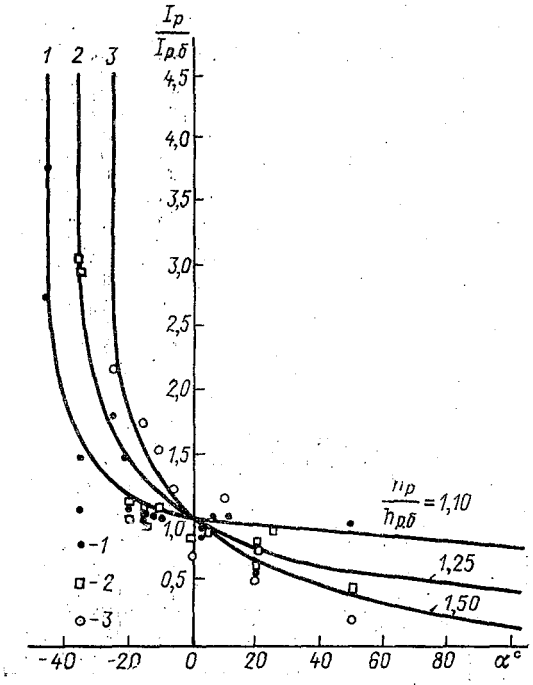

Рис. 3. Графики зависимостей $\frac{I_р}{I_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha\right)$.
(Обозначения см. на рис. 2).

попытка выявить влияние морфометрических параметров поймы и русла на относительные величины коэффициентов шероховатости русла ($n_р/n_{р.б}$). С этой целью в поле координат $\left(\frac{n_р}{n_{р.б}}, \alpha\right)$ были нанесены исходные данные по 42 постам при постоянных значениях относительных глубин (1, 10; 1, 25; 1, 50). Следует отметить, что объем исходной информации быстро уменьшается при увеличении глубин. Разброс исходных данных в поле координат $\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha\right)$ велик, что затруднило построение графических зависимостей $\frac{n_р}{n_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h^9_{.о}}, \alpha\right)$ при постоянных значениях глубин.

Для уточнения зависимостей были использованы графики $\frac{v_р}{v_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{k_{р.б}}, \alpha\right)$ и $\frac{I}{I_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha\right)$, приведенные на рис. 2 и 3. По кривым $\frac{v_р}{v_{р.б}} = f(\alpha)$ и $\frac{I}{I_{р.б}} = f(\alpha)$ при постоянных относительных глубинах для значений углов α кратных 10° были определены величины $\frac{v_р}{v_{р.б}}$ и $\frac{I}{I_{р.б}}$.

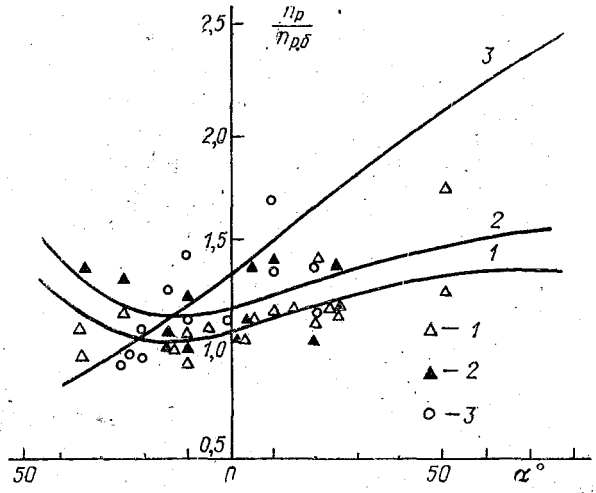

Рис. 4. Графики зависимостей $\frac{n_р}{n_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha\right)$.
(Обозначения см. на рис. 2).

Дальнейший расчет координат кривых $n_р/n_{р.б} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha\right)$ осуществлялся по формуле $\frac{n_р}{n_{р.б}} = \frac{(h_р/h_{р.б})^{0,5+y}\,(I/I_{р.б})^{0,5}}{v/v_{р.б}}$. Положение кривых $n_р/n_{р.б} = f(\alpha)$, полученное таким способом, корректировалось на основе исходной информации об $\frac{n_р}{n_{р.б}}$ и α.

Как видно на рис. 4, графики $\frac{n_р}{n_{р.б}} = f(\alpha)$ при относительных глубинах 1,10 и 1,25 примерно параллельны друг другу и характеризуются небольшим увеличением значений $n_р/n_{р.б}$ как при увеличении, так и при уменьшении угла α от его значения рав-

ного —18°. Существенно отлична зависимость $\frac{n_р}{n_{р.б}} = f(\alpha)$ при $\frac{h_р}{h_{р.б}} = 1,50$, характеризуемая значительным увеличением значений $n_р/n_{р.б}$ при увеличении угла α, начиная от —40 до +70°. По-видимому, данный график следует считать ориентировочным и необходимо его уточнение, особенно при больших глубинах в русле.

Таким образом, расчет расходов воды, средних скоростей течения и уклонов водной поверхности для построения кривых зависимостей $Q_р = f(H)$, $v_р = f(H)$, $I_р = f(H)$ рекомендуется выполнять следующим образом. По данным наблюдений на постах при меженных уровнях или исходной информации по морфостворам производится расчет расходов воды и средних скоростей потоков при меженных уровнях по стандартной методике, основанной на формуле Шези [10 и др.], до уровней затопления бровок прирусловых валов. Уклоны водной поверхности при этих же уровнях либо принимаются равными аналогичным, но при низких меженных уровнях, либо приравниваются к осредненным уклонам дна водотока.

Дальнейший расчет значений расходов воды, средних скоростей течения и уклонов свободной поверхности осуществляется по графическим зависимостям $\frac{v_р}{v_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha\right)$ и $\frac{I_р}{I_{р.б}} = f\left(\frac{h_р}{h_{р.б}}, \alpha\right)$, приведенным на рис. 2 и 3. Эти расчеты позволяют получить три дополнительные точки, которые служат основой для построения кривых зависимостей $Q_р = f(H)$, $v_р = f(H)$, $I_р = f(H)$.

Рекомендуемая методика позволяет рассчитывать расходы, скорости течения и уклоны свободной поверхности при уровнях, превышающих уровни затопления поймы, но по ней каждому уровню соответствует одно и только одно значение указанных параметров. В то же время исследования, выполненные на кафедре гидрометрии в последние годы, показали, что из-за регулирования паводочного стока поймами и эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков, кривые зависимостей $Q = f(H)$, $v = f(H)$, $I = f(H)$ обычно петлеобразные, а одиночные зависимости являются частным их случаем [3, 6]. Исходя из этого, предлагается следующая методика расчета координат ветвей подъема и спада на кривых зависимостей $Q = f(H)$ и $v = f(H)$, основанная на уравнении водного баланса. Расхождение между ветвями указанных кривых обусловлено влиянием двух факторов: регулированием паводочных расходов за счет аккумуляции воды на поймах в период подъема уровней и поступления этих вод (за вычетом потерь на испарение, инфильтрацию и заполнение бессточных аккумулирующих емкостей и понижений рельефа на пойме) в русло и эффекта взаимодействия руслового и пойменного пото-

ков. Первый фактор действует всегда однонаправленно — в период подъема уровней расходы воды всегда уменьшаются, а в период спада — увеличиваются по сравнению с изолированным от поймы руслом. Это должно было бы всегда приводить к смещению ветвей кривой $Q = f(H)$ при подъеме уровней — влево, а при спаде — вправо (по оси расходов) от осредненного положения этой кривой. Аналогичная картина должна наблюдаться и при анализе указанной кривой для пойменного потока и потока в целом (в русле с поймой). Второй фактор действует разнонаправленно. Действительно, если непрерывный временный процесс разделить на отдельные фазы, то для фаз подъема характерно поступление русловых вод на пойму, т. е. процесс близкий ко второму типу взаимодействия потоков, при котором происходит увеличение скоростей руслового и пойменного потоков. Величина этого увеличения пропорциональна величине угла α (рис. 3). Противоположное явление наблюдается в период спада уровней, когда воды поймы, поступая в русло, тормозят русловой поток и снижают его скорости и расходы воды. Дополнительно, в периоды подъема и спада, в соответствии с характером затопления, зависящим от типа поймы, было выделено по три фазы.

Уравнение баланса в общем виде для любой из шести фаз может быть представлено в расходах или объемах паводочного стока:

$$\Delta Q_{ci} + \Delta Q_{пi} \pm \Delta Q_{вci} \pm \Delta Q_{впi} = \Delta Q_i; \quad (6)$$

$$W_{ci} + W_{пi} \pm W_{вci} \pm W_{впi} = \Delta W_i, \quad (7)$$

где $\Delta Q_{пi}$, $\Delta W_{пi}$ — расход или объем оттока воды из русла на пойму в период подъема уровней; ΔQ_{ci}, $\Delta W_{пi}$ — расход или объем притока воды в русло из поймы на спаде; $\Delta Q_{вп,\,ci}$, $W_{вп,\,ci}$ — изменение расхода или объема стока в русле при подъеме ($\Delta Q_{впi}$, $W_{впi}$) или спаде ($\Delta Q_{вci}$, $W_{вci}$) уровней за счет взаимодействия руслового и пойменного потоков; ΔQ_i, ΔW_i — алгебраическая сумма этих расходов или объемов воды, характеризующая расхождение ветвей кривых зависимостей $Q = f(H)$ при подъеме и спаде уровней.

При образовании единого руслопойменного потока характер взаимодействия русловой и пойменной составляющих будет определяться морфологическим строением расчетного участка [3, 5]. Для подтверждения данной концепции были проведены расчеты на примере ряда рек (Луги у пос. Толмачево, Оби у г. Барнаула и Кети у с. Максимкин Яр). На всех указанных реках наблюдались петли на кривых зависимостей $Q = f(H)$, $v = f(H)$, $I = f(H)$, а на р. Кеть так же и на кривой зависимости $\omega = f(H)$. На реках Обь и Кеть кривые спада располагались левее кривых подъема, т. е. расходы воды в период подъема уровней были больше, чем при их спаде. На р. Луге наблюдалось обратное расположение ветвей на кривых зависимостей $Q = f(H)$, $v = f(H)$, $I = f(H)$.

Результаты рсчетов по уравнениям (6 и 7) по всем трем рекам, в том числе и с деформируемым руслом, показали, что предложенная концепция вполне оправдывает себя при расчетах для всех уровней затопления пойм за исключением максимального. Отклонения расчетных величин не превышают $\pm 10\%$, что находится в пределах точности измерений и расчетов. Для максимальных уровней воды отклонения расчетных величин от наблюденных для указанных рек изменялись от 50 до 102%, что выходит за пределы допустимой точности расчетов.

По-видимому, данную методику можно рекомендовать для расчетов координат петлеобразных кривых зависимостей $Q=f(H)$, $v=f(H)$. Однако определение расходов воды и других гидравлических характеристик потоков при максимальных уровнях воды следует выполнять на основе графических зависимостей, приведенных на рис. 2 и 4.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антроповский В. И. Гидроморфологические зависимости и их дальнейшее развитие. — Тр. ГГИ, 1969, вып. 169, с. 34—86.
2. Барышников Н. Б., Субботина Е. С. К вопросу об изменении морфометрических характеристик по длине реки. — Метеорология и гидрология, 1976, № 3, с. 78—84.
3. Барышников Н. Б. Речные поймы (морфология и гидравлика). — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 152 с.
4. Барышников Н. Б. Поймы равнинных рек (морфология, гидрология и гидравлика). Автореф. на соиск. учен. степени д-ра геогр. наук. — Л., 1978. 53 с. (ЛГМИ).
5. Барышников Н. Б. Методика расчета пропускной способноти русел с поймами. — В сб.: Вопросы мелиоративной гидрогеологии и геологии зоны недостаточного увлажнения. Л., изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 127—143 (ЛГМИ).
6. Барышников Н. Б., Субботина Е. С. Зависимость уклонов свободной поверхности от морфометрических характеристик русла и поймы. — Метеорология и гидрология, 1981, № 1, с. 82—88.
7. Гончаров В. Н. Динамика русловых потоков. — Л.: Гидрометеоиздат, 1962. — 375 с.
8. Железняков Г. В. Теория гидрометрии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 434 с.
9. Маккавеев Н. И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. 347 с.
10. Наставление по изысканиям и проектированию железнодорожных и автодорожных мостовых переходов через водотоки (НИМЦ-72). — М.: Транспорт, 1972. — 280 с.
11. Попов И. В. Деформация речных русел и гидротехническое строительство. — Л.: Гидрометеоиздат, 1969. — 363 с.
12. Попов И. В., Кочаненкова Н. П. О морфологических особенностях речных пойм. — Тр. ГГИ, 1972, вып. 190, с. 19—36.
13. Саликов В. Г. Некоторые исследования взаимодействия руслового и пойменного потоков. — Тр. IV Всесоюзного гидрологического съезда, 1976, т. 11, с. 75—81.
14. Скородумов Д. Е. Вопросы гидравлики пойменных русел в связи с задачами построения и экстраполяции кривых расходов воды. — Тр. ГГИ, 1965, вып. 128, с. 3—96.
15. Спицын И. П. О взаимодействии потоков основного русла и поймы. — Метеорология и гидрология, 1962, № 10, с. 22—27.

УДК 551.464.34:541.14

Ю. И. ЛЯХИН

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ГОДОВОГО БЮДЖЕТА КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

В течение ряда последних лет на кафедре гидрохимии и охраны природных вод ЛГМИ разрабатывается проблема «Газовый обмен между океаном и атмосферой (кислород и углекислый газ)». Основная цель исследований состоит в оценке приходо-расходных статей газового обмена на современном этапе и в предсказании возможных изменений круговорота углерода в системе океан—атмосфера на будущее с учетом прироста концентрации атмосферной углекислоты от сжигания ископаемого топлива и смещения равновесных состояний карбонатной системы океана. К настоящему времени внедрена методическая схема расчетов газообмена через поверхность океана [5, 9], экспериментальным путем выведены константы обмена [4, 6], выявлены общие закономерности распределения параметров газового обмена по акватории Мирового океана, а также вычислены бюджетные статьи обмена O_2 и CO_2 для Мирового океана и Арктического бассейна [8, 9, 11].

Важной частью общей тематики является количественная характеристика круговорота кислорода и углерода в деятельном слое океана, где работает фотосинтез и происходят мощные динамические процессы, обеспечивающие взаимодействие всей водной толщи океана с атмосферой. Особое значение приобретает вопрос о том, в каких соотношениях газовые потоки через поверхность океана находятся с величинами первичной продукции и биохимического потребления кислорода в поверхностных слоях. Ответ на поставленный вопрос дает ключ к более глубокому пониманию тех изменений химического состава воды, которые могут проявиться при поглощении океаном избытка CO_2 из атмосферы.

Предлагаемая статья посвящена обсуждению результатов некоторых исследований по интересующему нас вопросу.

Объект исследования и материалы наблюдений. Рассматривается непрерывный ряд наблюдений судов погоды в точке международного мониторинга *С* (52°40′ с. ш., 35°30′ з. д.) за 1980 г. (табл. 1) с целью количественной оценки основных составляющих годового бюджета кислорода и углерода в деятельном слое океана. Это, пожалуй, единственный район Северной Атлантики, где советские научно-исследовательские суда уже более 10 лет ведут ежесуточные (по метеорологическим срокам) гидрометеорологические наблюдения вместе с определениями гидрофизических и гидрохимических ингредиентов на стандартных горизонтах от поверхности до дна океана.

Таблица 1

Суда погоды в точке *С*, 1980 г.

Название НИСП	№ рейса	Период наблюдений	Название НИСП	№ рейса	Период наблюдений
В. Бугаев	24	январь	Пассат	32	июль
Пассат	31	февраль	Г. Ушаков	25	август
Г. Ушаков	24	март	Э. Кренкель	26	сентябрь
Муссон	33	апрель	В. Бугаев	26	октябрь
Э. Кренкель	25	май	Г. Ушаков	26	ноябрь
В. Бугаев	25	июнь	Пассат	33	декабрь

Точка *С* расположена в районе сравнительно невысокой биологической продуктивности на границе областей подъема и опускания вод поверхностной структурной зоны Северной Атлантики [2], но внутригодовая изменчивость многих характеристик здесь ярко выражена.

Нами используются среднесуточные значения атмосферного давления, абсолютной влажности и скорости ветра в приземном слое атмосферы, затем температуры, солености, pH, содержания кислорода и фосфатов на стандартных горизонтах слоя 0—250 м, полученные осреднением данных из таблиц ТГМ-3М, сосредоточенных в МЦД-Б1 (г. Москва). Качество гидрохимических определений за 1980 г. выглядит в целом удовлетворительным, а что касается предыдущих лет, например 1977 г., то оно явно оставляет желать лучшего.

Газовый обмен через поверхность океана. Исходные данные, необходимые для расчета интенсивности газовых потоков, показаны на рис. 1. Сглаженные кривые проведены путем скользящего осреднения среднесуточных величин на поверхности океана. Температура воды (кривая *1*) меняется от минимума 5,5° С до максимума 12,5° С в конце августа. Соленость не выходит из пределов 34,38—34,69‰ и не оказывает существенного влияния на последующие результаты. Соответственно растворимость (кривая *2'*) и фактическое содержание (кривая *2*) кислорода достигают минимальных значений в конце летнего прогрева от максимальных в конце зимнего охлаждения. В декабре—марте содержание растворенного кислорода меньше нормы — поток кислорода направлен из атмосферы в океан, с середины апреля по ноябрь содержание кислорода превышает норму — поток направлен из океана в атмосферу, апрелю и ноябрю свойственно равновесное состояние.

Экспедиционные измерения pH имеют большие случайные и систематические погрешности, завышающие значения и вуали-

рующие внутригодовую изменчивость этого параметра. Для коррекции данных наблюдений используем эмпирическое уравнение [10] связи pH с температурой воды и содержанием растворенного кислорода:

$$pH = 3{,}429 + 0{,}074 \cdot O_2 + 0{,}015 \cdot T, \qquad (1)$$

где T — температура в К, O_2 — в мл · л$^{-1}$.

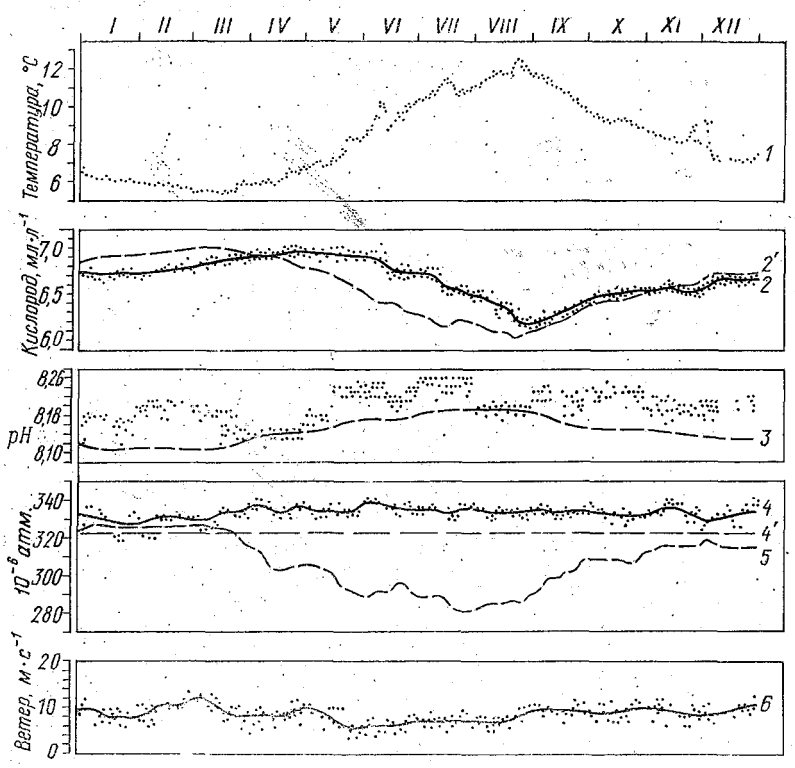

Рис. 1. Годовой ход температуры воды (*1*), фактического содержания (*2*) и растворимости (*2'*) кислорода, pH (*3*), парциального давления CO_2 (*5*) на поверхности океана, парциального давления CO_2 (*4*) и скорости ветра (*6*) в приземном слое атмосферы. Для сравнения показан уровень P_{CO_2}(*4'*).

Уравнение (1) дает возможность получить величины pH, близкие к реальным (кривая 3). С расчетными значениями pH практически полностью совпадают данные наблюдений за май и август. По исправленным значениям pH с использованием общепринятой методики [7] рассчитан годовой ход парциального давления CO_2

на поверхности океана (кривая 5). Содержание CO_2 в абсолютно сухом атмосферном воздухе $338 \cdot 10^{-6}$ объема принято по [12] экстраполяцией к началу 1980 г., далее с учетом атмосферного давления и абсолютной влажности получено парциальное давление CO_2 в приземном слое атмосферы (кривая 4). Сопоставление (рис. 1) показывает, что в январе—марте отмечается состояние обмена CO_2, близкое к равновесному, а в течение всех других месяцев года поток CO_2 направлен из атмосферы в океан, причем максимальная его интенсивность приурочена к летнему периоду. На рис. 1 для сравнения обозначен уровень P_{CO_2} 1970 г. (линия 4′). По глобальным данным [12], за 10-летний период концентрация атмосферной углекислоты повысилась на $10 \cdot 10^{-6}$ объема. Как можно видеть, в январе—марте 1970 г. поток CO_2 был направлен из океана, а в ноябре—декабре наблюдалось равновесное состояние, но, предположительно, в то время P_{CO_2} на поверхности океана было ниже, чем теперь.

Расчет обменных потоков O_2 и CO_2 за 1980 г. с учетом скорости приземного ветра (кривая *6*, рис. 1) выполнен по отработанной ранее методике [5, 9]. Результаты (табл. 2 и 3) свидетельствуют о нарушении эквивалентности обменных масс O_2 и CO_2 за счет постоянного притока CO_2 в атмосферу от сжигания ископаемого топлива.

Погрешность расчетов определяется среднеквадратичными отклонениями фактических концентраций растворенного кислорода (0,03 мл · л$^{-1}$) и P_{CO_2} в атмосфере ($3 \cdot 10^{-6}$ атм) и в поверхностной воде ($8 \cdot 10^{-6}$ атм).

Таблица 2

Обмен кислородом между океаном и атмосферой

Направленность и периоды	Обменный поток, мл $O_2 \cdot м^{-2}$	Погрешность, %
Инвазия		
Январь—март	+145 100	15,0
Декабрь	+ 23 000	20,0
Сумма	+168 100	16,0
Эвазия		
Апрель—25 августа	−125 000	7,0
26 августа—5 ноября	− 26 800	30,0
Сумма	−151 800	11,5
За год	+ 13 300	

Примечание: (+) — поглощение океаном, (−) — выделение из океана.

Таблица 3

Поглощение двуокиси углерода океаном из атмосферы

Периоды	Поток, г С · м$^{-2}$	Погрешность, %
Март—25 августа	38,0	28,0
26 августа—5 ноября	22,0	45,0
Ноябрь—декабрь	12,0	55,0
Весь год	72,0	37,0

Динамика термохалинной и гидрохимической структуры деятельного слоя явственно просматривается из изменчивости условной удельной плотности и процентного содержания кислорода

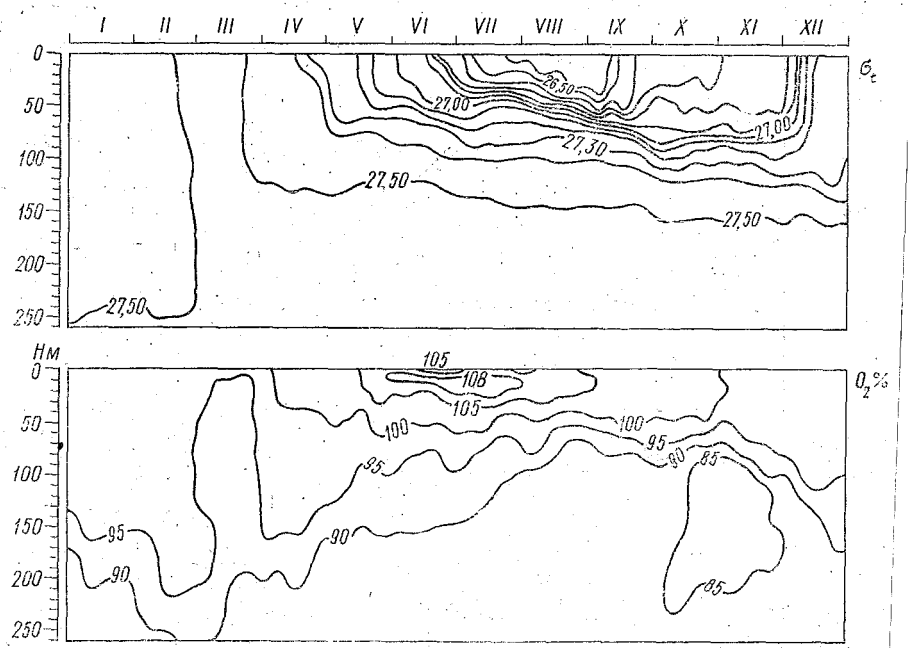

Рис. 2. Годовая изменчивость условной удельной плотности воды σ_t и процентного содержания кислорода в деятельном слое океана.

(рис. 2). Конвективное перемешивание начинается в сентябре и к концу зимнего выхолаживания (март) обеспечивает полную однородность слоя до глубины, превышающей 250 м. С началом

весеннего прогрева плотность воды поверхностного слоя уменьшается, в результате чего на глубине 50—100 м образуется термоклин, изолирующий поверхностный слой от подстилающего. С апреля по ноябрь в слое 0—50 м и частично в слое 50—60 м содержание кислорода превышает норму, что объясняется, с одной стороны, развитием фитопланктона в вегетационный период, с другой — уменьшением растворимости кислорода при повышении температуры. Чтобы разграничить действие двух факторов, требуется другой независимый показатель, каковым может служить концентрация фосфатов и ее изменчивость во времени. Рассмотрение изменчивости фосфатов полезно и при оценке БПК — основного процесса, обеспечивающего потребление кислорода на биохимическое окисление органического вещества.

Для удобства рассмотрения целесообразно весь деятельный слой условно разделить на три подслоя, в значительной мере изолированных друг от друга: фотическая зона 0—50 м, пикноклин 50—100 м и подповерхностный слой 100—200 м. Если верхний слой продуцирует первичное органическое вещество и кислород при фотосинтезе, то переходный и нижний слои только расходуют кислород на окислительные процессы.

Первичная продукция и биохимическое потребление кислорода (БПК). На рис. 3 представлен годовой ход осредненных по слоям концентраций фосфатного фосфора и растворенного кислорода. В поверхностном слое с началом весеннего прогрева и развитием фотосинтеза потребление фосфатов сопровождается выделением кислорода, содержание которого в течение вегетационного периода постоянно превышает норму. В подстилающих слоях средние концентрации фосфатов и кислорода имеют обратный ход: фосфор накапливается, а кислород потребляется.

Известные соотношения из модели органического вещества по Ричардсу [3] позволяют по изменчивости фосфора и кислорода получить представление о чистой продукции органического вещества в углеродном и кислородном эквиваленте, а также о БПК:

$$\Delta C = 0{,}768 \cdot \Delta O_2 \text{ (молярная форма) или 1 мл } O_2 \equiv 0{,}41 \text{ мг C}, \quad (2)$$

$$1 \text{ мкг-ат P} \equiv 1{,}27 \text{ мг C} \equiv 3{,}09 \text{ мл } O_2. \quad (3)$$

Указанные соотношения соблюдаются как при продуцировании органического вещества, так и при его биохимическом окислении.

С 10 марта по 1 мая еще отмечается гомогенность поверхностного и среднего слоев. В поверхностном слое содержание фосфатов понизилось на 0,1 мкг-ат $P \cdot л^{-1}$, столько же фосфатов должно было поступить из среднего слоя, чтобы обеспечить гомогенность. В целом было потреблено 0,2 мкг-ат $P \cdot л^{-1}$, а в 50-метровом столбе воды сечением 1 $м^2$ чистое продуцирование составляет 30 900 мл кислорода и 12 700 мг органического углерода.

В период 1 мая—25 августа градиенты плотности препятствуют вертикальному обмену, но слой 50—60 м еще охватывается фото-

синтезом. В целом за это время израсходовано 0,6 мкг-ат $P \cdot л^{-1}$, что дает чистую продукцию 92 700 мл кислорода и 38 100 мл органического углерода. Если бы кислород из зоны фотосинтеза не

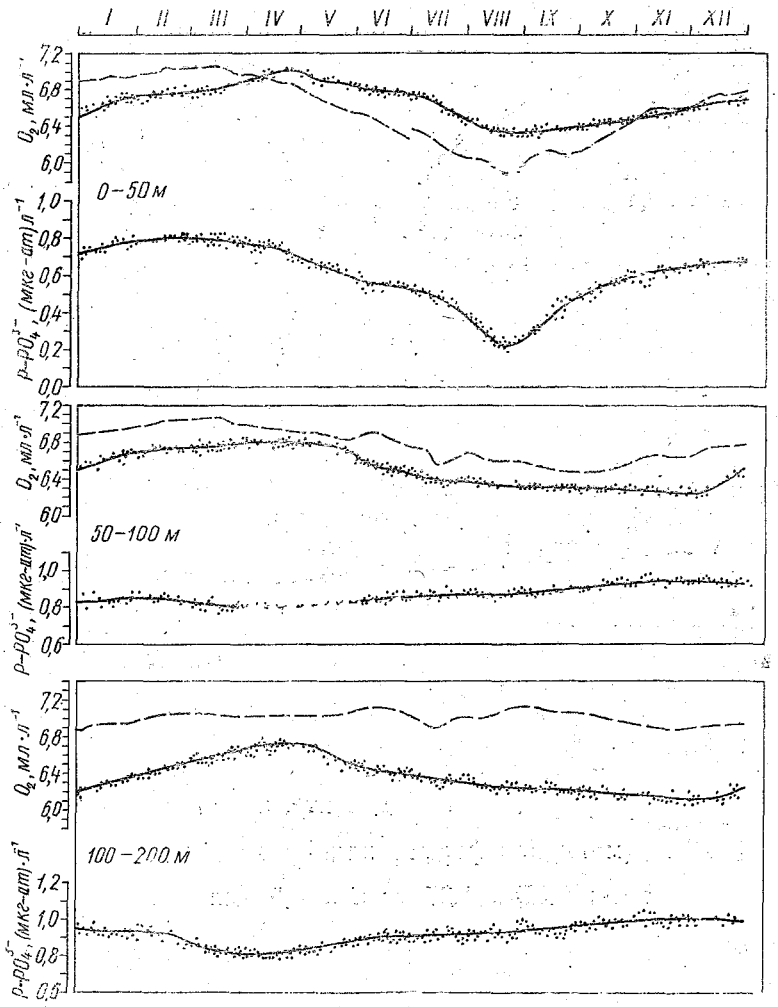

Рис. 3. Годовая изменчивость осредненных по слоям фактического содержания кислорода, нормы кислорода (пунктир) и концентрации фосфатного фосфора.

переходил в атмосферу и подстилающий слой, то к 25 августа его содержание составило бы 9,47 мл·$л^{-1}$, наблюдается же 6,30 мл·$л^{-1}$, следовательно, потеря составляет 3,17 мл·$л^{-1}$ или для слоя 0—50 м 158 500 мл·$м^{-2}$: 125 000 мл улетучивается в атмо-

сферу (из них 36 000 мл за счет чистого прогрева) и 33 500 мл переходит в средний слой, где расходуется на БПК.

С началом осеннего охлаждения и возникновением вертикального перемешивания содержание кислорода растет, оставаясь при этом выше нормы, а это значит, что прирост кислорода и вынос его в атмосферу возможен только за счет фотосинтеза. Одновременно часть продуцируемого кислорода передается в средний слой, который постепенно вовлекается в перемешивание. К 5 ноября (окончание вегетационного периода) средний слой дает поверхностному слою прирост 0,38 мкг-ат $P \cdot л^{-1}$, а эквивалентное количество кислорода, 19 000 мл, поступает в средний слой и расходуется на БПК. 26 800 мл O_2 выделяется в атмосферу, 10 000 мл составляют прирост концентрации O_2 в слое 0—50 м. Таким образом, за период 25 августа — 5 ноября чистая продукция выразится 55 800 мл кислорода и 22 900 мг органического углерода.

Биохимическое потребление кислорода в чистом виде наблюдается в слое 100—200 м, изолированном от поверхности в промежутке времени 1 мая—15 декабря. За это время содержание кислорода в слое понизилось с 6,70 до 6,10 $мл \cdot л^{-1}$, а концентрация фосфатов повысилась от 0,80 до 1,00 мкг-ат $P \cdot л^{-1}$. Оба показателя дают совпадающую величину БПК 60 000 $мл \cdot м^{-2}$ (0,0026 мл $O_2 \cdot л^{-1} \cdot сутки^{-1}$), что согласуется с данными Бубнова [1], если принять во внимание некоторую заниженность результатов расчета БПК по распределению зоопланктона.

Средний слой 50—100 м частично изолирован с 15 мая по 10 декабря. За это время содержание кислорода в нем понизилось от 6,80 до 6,20 $мл \cdot л^{-1}$, а концентрация фосфатов возросла с 0,80 до 0,94 мкг-ат $P \cdot л^{-1}$. Среднее по двум показателям БПК составляет 27 000 $мл \cdot м^{-2}$. Вместе с количеством кислорода, поступившим из верхнего слоя, суммарное БПК будет 94 500 $мл \cdot м^{-2}$ (0,0091 $мл \cdot л^{-1} \cdot сутки^{-1}$).

Для верхнего слоя БПК может быть оценено из температурной зависимости. Если при повышении температуры на 10° С скорость БПК возрастает в 2,2 раза, то БПК верхнего слоя можно вычислить от БПК среднего слоя, сравнивая их температуры.

Окончательные результаты расчетов продукции и потребления кислорода и первичной органической продукции приведены в табл. 4 и 5.

Погрешность расчетов будет определяться среднеквадратичными отклонениями осредненных по слоям концентраций фосфатов 0,05—0,06 мкг-ат $P \cdot л^{-1}$) и кислорода (0,05 $мл \cdot л^{-1}$).

В осенне-зимний период (декабрь—март) по мере охлаждения и усиления вертикальной конвекции (рис. 2) деятельный слой поглощает кислород из атмосферы. По приросту средних концентраций кислорода в слоях (рис. 3) получается, что верхний слой приобретает 27 500 мл $O_2 \cdot м^{-2}$, средний слой — также 27 500 мл $O_2 \cdot м^{-2}$, нижний — 60 000 мл $O_2 \cdot м^{-2}$, а в сумме весь слой 0—200 м повышает содержание кислорода на 115 000 мл $O_2 \cdot м^{-2}$. Таким

Таблица 4

Продукция и потребление кислорода в вегетационный период

Слой, м	Продукция и БПК	Промежутки времени			Сумма	Процент валовой продукции	Погрешность, %
		10 марта—30 апреля	1 мая—25 августа	26 августа—5 ноября			
0—50	Чистая продукция	30 900	92 700	55 800	179 400		20,0
	БПК, мл · м$^{-2}$	22 700	85 100	41 300	149 100	45,0	15,0
	мл · л$^{-1}$ · сутки$^{-1}$	0,0091	0,0145	0,0118			
	Валовая продукция	53 600	177 800	97 200	328 600	100	20,0
50—100	БПК, мл · м$^{-2}$	15 мая—10 декабря			94 500	28,8	15,0
	мл · л$^{-1}$ · сутки$^{-1}$				0,0091		
100—200	БПК, мл · м$^{-2}$	1 мая—15 декабря			60 000	18,2	15,0
	мл · л$^{-1}$ · сутки$^{-1}$				0,0026		

Таблица 5

Органическая продукция

Форма	Промежутки времени			Сумма	Погрешность, %
	10 марта—30 апреля	1 мая—25 августа	26 августа—5 ноября		
Чистая, мг С · м$^{-2}$	12 700	38 000	22 900	73 600	20,0
мг С · м$^{-2}$ · день$^{-1}$				309	
Валовая, мг С · м$^{-2}$	22 000	72 900	39 900	134 800	20,0
мг С · м$^{-2}$ · день$^{-1}$				566	

образом, все расходы на БПК и летний прогрев полностью компенсируются. Однако расчетный поток кислорода через поверхность океана для зимнего сезона составляет 168 100 мл·м$^{-2}$ (табл. 2). Очевидно, одна часть этой разницы 53 100 мл будет израсходована на БПК, другая перейдет в более глубокие слои. Конкретно оценить БПК в зимнее время по гидрохимическим данным не представляется возможным.

Сравнивая чистую первичную продукцию (табл. 5) с вычисленными потоками CO_2 через поверхность океана (табл. 3) заключаем, что в вегетационный период практически вся поступающая из атмосферы двуокись углерода фиксируется фитопланктоном. Оставшиеся 12 г С·м$^{-2}$, равномерно распределяясь в слое 0—200 м, дают прирост 0,005 ммоль CO_2·л$^{-1}$ и соответствующее понижение pH на величину порядка 0,005 единицы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бубнов В. А. О меридиональном распределении биохимического потребления кислорода в водах северной части Атлантического океана. — Вестник МГУ, серия геогр., 1965, № 2, с. 42—49.
2. Булатов Р. П. Климатические и гидрологические характеристики Атлантического океана. — В кн.: Атлантический океан. М., Мысль, 1977, с. 19—86.
3. Иваненков В. Н. Общие сведения об азоте, фосфоре и кремнии. — В кн.: Океанология, Химия океана, т. I, Химия вод океана. М., Наука, 1979, с. 176—183.
4. Ляхин Ю. И. Оценка скорости обмена CO_2 между морской водой и атмосферным воздухом. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 2, с. 458—464.
5. Ляхин Ю. И. О скорости обмена CO_2 между океаном и атмосферой в центральной Атлантике. — Труды ЛГМИ, 1975, вып. 57, с. 100—109.
6. Ляхин Ю. И. К вопросу о скорости обмена кислородом между океаном и атмосферой. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 6, с. 1014—1021.
7. Ляхин Ю. И. Расчет элементов карбонатной системы. — В кн.: Методы гидрохимических исследований океана. М., Наука, 1978, с. 115—132.
8. Ляхин Ю. И., Русанов В. П. Обмен O_2 и CO_2 между Арктическим бассейном и атмосферой. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 4, с. 625—636.
9. Ляхин Ю. И. Годовой бюджет обмена кислородом между океаном и атмосферой. — Метеорология и гидрология. 1980, № 12, с. 54—61.
10. Ляхин Ю. И. О взаимосвязи между растворенным кислородом и карбонатной системой в водах океана. — В сб.: Обмен химическими элементами на границах раздела морской среды. М., 1981, изд. АН СССР, Координационный центр СЭВ, с. 63—82.
11. Ляхин Ю. И. Обмен CO_2 между океаном и атмосферой. — Метеорология и гидрология, 1982, вып. 6.
12. Bacastow R. Dip in the atmospheric CO_2 level during the mid — 1960's. J. Geophys. Res., 1979, v. 84, № C6, p. 3108—3114.

УДК 551.509

Б. Н. БЕЛЯЕВ, Р. А. ДАЛИН

Изучая движение воды, не забудь из каждого явления сделать вывод для практики, чтобы твоя наука не осталась бесполезной.

Леонардо да Винчи

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ В НАРОДНОХОЗЯЙСТВЕННЫХ ЗАДАЧАХ

Известно, что результаты решения многих народнохозяйственных задач в море в значительной степени зависит от состояния внешней среды. Так, например, волнение сказывается на возможности судов развивать заданную скорость хода, выполнять те или иные действия (скажем, ловить рыбу), а в ряде случаев просто ограничивает их пребывание в море. Характеристики температурного поля морской воды в значительной степени определяют условия рыбного промысла, поскольку многие виды рыб обитают в водах, отличающихся вполне определенным температурным режимом. Состояние ледового покрова в арктических морях самым непосредственным образом сказывается на возможностях судоходства. Число подобных примеров зависимости народнохозяйственной деятельности от состояния океанской среды может быть увеличено практически неограниченно, свидетельствуя о важности получения разнообразной океанологической информации в интересах обеспечения народного хозяйства.

Сказанное представляется настолько очевидным, что обычно считается достаточным для обоснования вывода о большой заинтересованности народного хозяйства в этой информации. Однако значительно реже отмечается, что приведенные выше и многочисленные аналогичные примеры позволяют в лучшем случае говорить о потенциальных возможностях, возникающих при получении соответствующих сведений, а вопрос о том, в какой степени реализуемы эти возможности и каковы пути такой реализации, остается открытым. Остается также не решенным вопрос о количественном описании указанных возможностей, о сопоставлении достигаемого на их основе экономического эффекта с неизбежными затратами на добывание и распространение океанологической информации.

Между тем, получение ответов на подобные вопросы чрезвычайно актуально, ибо без них имеющаяся уже сейчас информация об океане остается в значительной мере неиспользуемой в народ-

ном хозяйстве. Тем более необходимы эти ответы для сознательного и целенаправленного планирования дальнейших усилий по получению и распространению океанологической информации, а также теоретических и экспериментальных исследований Мирового океана.

Очевидно, для достижения определенного прогресса в рассматриваемом направлении следует прежде всего сформулировать общие принципы, на которых базируется процесс использования сведений об океане при решении любых народнохозяйственных задач, в которых эти сведения могут найти применение.

Прежде всего заметим, что информация «со стороны», в том числе и от оперативных гидрометеорологических подразделений о явлениях, наличие или состояние которых как-то сказывается на соответствующих действиях потенциального потребителя этой информации, бесполезна во время этих действий. Капитан судна, терпящего бедствие в условиях штормового волнения, не нуждается в сведениях о высоте волн, воздействующих на его судно. Значения температуры воды в районе лова не представляют интереса для того, кто уже ведет лов рыбы: он идет либо успешно, либо безуспешно независимо от того, какие это значения. Данные о характеристиках льда бесполезны, если судно находится в том районе, на который эти данные даются в момент пребывания в нем судна. Одним словом, текущая информация о состоянии океана, если ее не распространять на будущее, сама по себе интереса не представляет, ибо не способна дать потребителю какие-то новые основания для предпринятия определенных действий.

Такие основания может дать только прогностическая информация, то есть сведения, относящиеся к пространственно-временной области, несовпадающей с пространственно-временной областью, в которой происходят соответствующие действия. Прогноз волнения в другом районе может побудить капитана судна изменить курс с целью выхода из зоны опасного волнения, причем по времени этот прогноз должен относиться не к периоду пребывания судна в штормовом районе, а к тому моменту, когда судно окажется в спокойном районе. Капитан рыболовного судна, которому не сопутствует успех, заинтересован в информации об условиях лова в других районах с учетом времени, необходимого ему на переход в эти районы. Сведения о том, что в одном из этих районов существуют благоприятные для успешного лова условия в то время, как судно находится в другом районе, бесполезны, если нет возможности прогнозировать сохранение благоприятных условий в течение времени, необходимого на переход судна в новый район лова.

Отмеченная особенность океанологической информации, которая может быть использована в народном хозяйстве, объясняется тем, что во всех случаях подобная информация используется в целях управления соответствующим народнохозяйственным объектом или отраслью. Управление же, как известно, состоит из по-

переменно чередующихся циклов принятия решений (планирования) и выполнения решений. Информация, используемая для принятия решения, должна, естественно, описывать состояние соответствующей системы (объекта, окружающей его среды и т. д.) не в момент принятия решения, а в момент его выполнения. Поскольку же принятие решения всегда предшествует его выполнению, то используемая при управлении информация, в том числе — океанологическая, неизбежно носит упреждающий, иначе прогностический характер (что далеко не всегда осознается тем, кто принимает решение). Сказанное в полной мере относится и к случаям использования текущей (фактической) информации, когда соответствующий орган управления или должностное лицо, распространяя на будущее данные текущих наблюдений, как бы само осуществляет прогноз, не отдавая в этом себе отчет.

Подчеркнем, что неизбежно прогностический характер используемой в народном хозяйстве информации выражает общий принцип, проявляющийся всегда, без всяких исключений. Другое дело, что заблаговременность прогноза может быть самой различной — от самых небольших временных интервалов (в частности, нескольких секунд), до любых по величине отрезков (скажем, нескольких лет, десятков лет и т. д.). Различным может быть и содержание прогноза. Так, потребителя может интересовать некоторая физическая величина, например температура воды, или же явление (например, наличие или отсутствие в данном районе льда). Специфическим прогнозом является выдача потребителю данных о вероятностном распределении какого-либо элемента, оцененного по результатам многолетних наблюдений. Такие данные, в частности, находят широкое применение при гидротехническом строительстве. В этих случаях заблаговременность прогноза не имеет значения, поскольку срок его действия считается неограниченно большим — от момента выдачи до точно не оговариваемого момента прекращения существования соответствующего сооружения. А прогностический характер подобной информации состоит в том, что молчаливо предполагается статистическая устойчивость элемента (явления), то есть неизменность в течение всего срока действия прогноза вероятностного закона распределения, оценка которого сообщается потребителю.

Однако сами по себе океанологические данные, каким бы высоким качеством они не обладали, интереса для потребителя не представляют. Его интересуют результаты воздействия среды на интересующие его технические и иные характеристики, определяющие функционирование соответствующего объекта. Так, важным являются не высоты волн, воздействующих на судно, а результаты такого воздействия, например параметры качки. Не температура воды сама по себе важна для рыболова, а выводы о наличии или отсутствии определенного вида рыбы в данных температурных условиях. Иначе говоря, потребителя интересуют влияния океанологических элементов и явлений на показатели, харак-

теризующие результативность решения соответствующей народнохозяйственной задачи.

Для того чтобы удовлетворить указанную потребность, необходимо располагать количественными или, в крайнем случае, хотя бы качественными связями между значениями океанологических характеристик и соответствующими не океанологическими показателями, определяющими влияние первых на вторые. Подобные связи, которые могут быть заданы в аналитической, табличной или любой другой форме, мы будем ниже именовать функциями влияния. При наличии функций влияния потребитель может без труда пересчитать или переформулировать океанологические величины в интересующие его показатели. Эту операцию может выполнять и соответствующее гидрометеорологическое подразделение, выдавая потребителю не океанологический, а специализированный прогноз, в котором сообщаются сведения в интересующих потребителя терминах и величинах. Организационная сторона вопроса не является принципиальной, в то время как наличие или отсутствие функций влияния является чрезвычайно существенным. Можно сказать, что отсутствие функций влияния, соответствующих конкретной народнохозяйственной задаче, делает океанологическую информацию, получаемую данным потребителем, совершенно бесполезной, а то и вредной, поскольку она загромождает информационные каналы, отвлекает внимание решающих инстанций и создает видимость благополучия в деле обеспечения этого потребителя сведениями об океане. Необходимо признать, что на сегодня уровень знаний функций влияния довольно низок. Разумеется, в простейших случаях возможности для пересчета океанологических величин в соответствующие неокеанологические имеется. Например, переход от характеристик волнения к параметрам качки определенного судна обычно трудностей не вызывает. Возможен подобный переход и в некоторых других, более сложных, случаях. Так, знание функций влияния, описывающих так называемые ветро-волновые потери скорости хода судов, в немалой степени способствовали развитию и успешному функционированию службы проводки судов по оптимальным маршрутам [2]. Однако не будет большим преувеличением утверждать, что в большинстве случаев незнание подобных функций препятствует полноценному использованию океанологических данных, снижает или сводит на нет результативность обеспечения соответствующих потребителей океанологическими данными. Последнее, к сожалению, в значительной мере относится к обеспечению такой важной отрасли, как океанское рыболовство. Имеющиеся функции влияния океанологических факторов на поведение промысловых рыб ненадежны, неполны, разноречивы [5], количество их невелико и не охватывает сведений, касающихся наиболее интересных с точки зрения массового промысла пород рыб. Данное обстоятельство позволяет предполагать, что во многих, если не в большинстве случаев, океанологические (гидрологические) наблюдения, проводимые в обеспече-

ние промысла, носят скорее традиционный, чем реально полезный, характер.

Из сказанного следует, что работа по массовому сбору сведений о функциях влияния имеет существенно важное значение. Особенностью этой работы является то, что она не может быть выполнена только силами океанологов, а требует объединенных усилий как океанологов, так и организаций — потенциальных потребителей океанологической информации. Причем представителям последних принадлежит особая роль в силу массового характера задачи. Методическое же руководство работой должно оставаться за океанологами.

Таким образом в принципе функции влияния должны описывать в той или иной форме количественные соотношения между параметрами состояния народнохозяйственного объекта, интересующими потребителя, с одной стороны, и воздействующими на него океанологическими факторами, — с другой. Такие соотношения могут быть представлены в аналитической, графической, табличной или какой-то другой форме, но в любом случае они должны позволять однозначно определять состояние объекта при заданных условиях внешней среды. В частности, в аналитической форме функции влияния должны описываться выражениями, которые в самом общем случае имеют вид:

$$U = f(T_1, T_2, \ldots, T_i, \ldots, T_m; W_1, W_2, \ldots, W_j, \ldots, W_n), \quad (1)$$

где U — параметр состояния народнохозяйственного объекта, интересующий потребителя; T_i — технические характеристики народнохозяйственного объекта, которые учитываются при оценке воздействия внешней среды на этот объект; W_j — океанологические факторы, воздействующие на объект.

В качестве примера такого аналитического выражения можно указать на функциональную зависимость падения скорости хода судна (ΔV) от параметров ветрового волнения [2]:

$$\Delta V = f(V, \beta, \Delta, L, \lambda, h, q), \quad (2)$$

где V — скорость судна; β — коэффициент общей полноты корпуса судна; Δ — водоизмещение судна; L — длина судна; λ, h, q — длина, высота и курсовой угол волны соответственно.

Нетрудно заметить, что в последнем выражении первые четыре величины являются техническими характеристиками (T_i) рассматриваемого народнохозяйственного объекта, в данном случае судна, последние три — океанологическими параметрами (W_j), воздействующими на это судно.

Конкретный вид выражения (2) может быть установлен по данным, приведенным в той же работе [2]. В частности, например, для определенного типа судна и курсовых углов волны в пределах $345 \div 15°$ это выражение примет вид

$$\Delta V \text{ (узлы)} = 0{,}47 h \text{ (м)}. \quad (3)$$

(Очевидно, что технические характеристики судна в последнем выражении учитываются его размерностью и коэффициентом 0,47 в его правой части).

Выражения вида (1) представляют несомненную ценность для определения полезности или, иначе, функциональной эффективности океанологической информации. Действительно, выполнив с помощью таких выражений несколько последовательных расчетов для различных исходных значений океанологических параметров, несложно оценить масштабы и степень их влияния на данный народнохозяйственный объект и, тем самым, установить зависимость успешности функционирования этого объекта от состояния внешней среды. Например, расчеты показывают, что для судна, влияние волнения на скорость которого описывается выражением (3), потери могут доходить до 30% от его хода на спокойной воде.

Необходимо отметить, что несомненный практический интерес имеет то, что с помощью выражений вида (1) могут быть установлены ошибки в определении параметров состояния народнохозяйственного объекта, обусловленные недостаточной достоверностью океанологической информации. Действительно, если к выражениям вида (1) последовательно применить метод линеаризации функций случайных аргументов, то можно найти зависимости между средними квадратическими ошибками в оценке исходных значений океанологических элементов (σ_W) и обусловленными ими ошибками определения параметров состояния народнохозяйственного объекта (σ_u), т. е. найти зависимости вида

$$\sigma_u = \psi(\sigma_W). \tag{4}$$

Так, например, ошибка в определении величины ΔV с помощью выражения (3) составит

$$\sigma_{\Delta V} = 0{,}47\,\sigma_h. \tag{5}$$

Необходимо отметить, что выражения вида (4) позволяют решать не только прямую задачу — оценивать ошибки определения параметров состояния народнохозяйственных объектов, обусловленные ошибками прогностических данных о среде, используемых потребителем при принятии решения, но и обратную задачу — определять, задаваясь необходимой точностью расчета параметров состояния народнохозяйственных объектов, ту ошибку, которая может быть допущена при прогнозе океанологических элементов.

Но даже при наличии достаточно надежных прогнозов соответствующих океанологических элементов и явлений и необходимых функций влияния обеспечение народнохозяйственных потребителей океанологической информацией не может быть результативным без разработки и применения оптимальных методов использования этой информации. Ведь только в простейших и довольно редко встречающихся на практике случаях оптимальным

является прямое следование однозначной рекомендации, исходящей из принципа полного доверия прогнозу. Как правило, необходимо учитывать ошибочность (неопределенность) прогноза, причем способ такого учета должен основываться на принципах исследования операций — математической дисциплины, задачей которой и является поиск оптимальных методов принятия решений, в том числе — в условиях неполной и не полностью достоверной исходной информации или, как говорят, в условиях неопределенности [3]. Неопределенность в нашем случае вызывается не только принципиально неизбежной ошибочностью прогнозов, являющихся, как указывалось выше, единственно необходимой при управлении народнохозяйственными объектами формой океанологической информации (абсолютно точных прогнозов не может быть). Другим источником неопределенности может являться неточное значение функций влияния или, возможно, принципиальная неоднозначность этих функций (например, определенная порода рыбы может «любить» условия, соответствующие довольно широкому диапазону значений температуры воды). Последнее является специфической особенностью применения методов исследования операций в океанологии, поскольку в общей теории исследования операций функции влияния (именуемые обычно целевыми функциями), как правило, считаются однозначными. Отсюда следует, что разработка методов принятия решений с учетом указанной особенности является одной из актуальных задач прикладной океанологии.

Надо сказать, что изложенное справедливо не только по отношению к обеспечению народного хозяйства океанологической, но и метеорологической информацией. И следует подчеркнуть, что практическая реализация основанных на описанных принципах методов обеспечения в метеорологии находится на значительно более высоком уровне, чем в океанологии. При этом в качестве основного метода использования метеорологической информации применяется метод, исходящий из предположения о том, что соответствующее решение принимается на основе учета только метеорологической обстановки. Это позволяет процесс принятия решения моделировать так называемой «игрой с природой» [3], решение которой приводит к однозначному выбору оптимального способа действий («стратегии»). Видимо, такой подход является наилучшим в ряде наиболее типичных задач метеорологического обеспечения, в частности обеспечения сельского хозяйства. Но существует и другой тип задач, когда гидрометеоусловия являются лишь одним из факторов, влияющих на результаты решения данной задачи, так что стратегию придется выбирать с учетом многих критериев. Можно предположить, что подобная ситуация в океанологии будет встречаться чаще, чем в метеорологии. В последнее время наметился некоторый прогресс в построении общих методов решения таких многокритериальных задач [4], и хочется надеяться, что это найдет должный отклик среди океанологов.

Разумеется, разработка достаточно надежных методов прогнозирования океанологических элементов и явлений остается одной из самых важных задач океанологии с точки зрения результативности использования океанологической информации в интересах народного хозяйства. Здесь, видимо, уместно подчеркнуть, что при решении этой задачи во всех случаях должно соблюдаться условие аккуратной оценки свойственной данному методу неопределенности (ошибочности) в виде получения распределения ошибок прогнозирования значений элемента (в крайнем случае — какого-либо характерного значения ошибки, например среднеквадратического) или оправдываемости прогноза явления.

Как известно, внедрение даже весьма успешного по информационным показателям метода прогноза невозможно без наличия источника исходной для его применения информации. Ясно, что такой источник может быть только совокупностью соответствующих технических средств, объединенных в единую информационную сеть, и включающих как измерители, так и устройства для передачи, распространения, обработки и обобщения океанологических данных. Известно, что в развитии таких средств в океанологии наблюдается определенное отставание и было бы неразумным полагать, что в условиях этого отставания возможен существенный прогресс в повышении результативности обеспечения народного хозяйства океанологической информацией только за счет решения тех вопросов, о которых шла выше речь. Но неверно и обратное: полагать, что решение проблемы технической перевооруженности океанологии автоматически приведет к резкому увеличению ее вклада в результативность решения различных народнохозяйственных задач. Хотя океанология явно не достигла такого уровня, когда оптимальным является не выбор определенного вида новой техники, а просто отказ от ее создания, надежды только на технические средства, автоматизацию, широкое использование ЭВМ и тому подобное необоснованы. Необходимо гармоническое развитие всех аспектов проблемы, в том числе тех, о которых говорилось выше: разработка методов прогноза, сбор функций влияния, создание способов оптимального использования океанологической информации в конкретных народнохозяйственных задачах. При этом суждение о полезности и целесоообразности тех или иных методических и технических решений должно выноситься на основе оценки их эффективности с использованием общих принципов построения сложных систем [1]. Именно в этом состоит системный подход к организации и совершенствованию системы гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства, составной частью которой является обеспечение информацией об океане.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев Б. Н. Общие принципы оценки эффективности океанологических исследований. — В сб.: Исследование и освоение Мирового океана, изд. ЛПИ, 1981, вып. 71, с. 26—34.
2. Васильев К. П. Навигационные пути плавания судов в морях и океанах в зависимости от заданных гидрометеоусловий. — Труды ГМЦ, 1972, вып. 97, с. 1—132.
3. Исследование операций, т. 1. Теоретические основы и математические методы. — М.: Мир, 1981. 712 с.
4. Кини Р. Л., Райфа Х. Принятие решений при многих критериях: предпочтение и замещение. — М.: Радио и связь, 1981. 560 с.
5. Левасту Т., Хела И. Промысловая океанография. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 296 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Сборник научных трудов, вып. 78

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА

Редактор *З. Б. Ваксенбург*

Корректор *Л. В. Ломакина*

Обложка художника *Н. И. Кулагина*

Сдано в набор 15.06.82. Подписано в печать 30.11.82. М-33190
Формат бумаги 60×90 1/16. Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая.
Печ. л. 10,2. Уч.-изд. л. 10. Тираж 500 экз. Зак. 295.
Уточнение плана 1982 г., поз. 68. Цена 1 р. 50 к.
ЛПИ имени М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29.

Типография ВОК ВМФ

УДК 300.322

Экология и мировоззрение. Левичева В. Ф. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 3—9. (ЛГМИ).

В статье исследуется проблема экологической ориентации современного научного знания. Автор анализирует влияние мировоззренческих ценностей на характер научной деятельности, прослеживает зависимость экологических установок в науке от культурно-исторических традиций духовного и практического освоения природы.

УДК 551.465.7.:551.409.33

Исследование крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в целях долгосрочных прогнозов. Смирнов Н. П., Угрюмов А. И. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 10—23. (ЛГМИ).

Рассматриваются принципиальные вопросы построения физико-статистической модели долгосрочного прогноза теплового состояния океана и атмосферы Представлены результаты анализа статистических связей между аномалиями облачности и температуры воды в Атлантическом океане.

Табл. 1. Илл. 4. Библ. 19.

УДК 551.509

Об использовании результатов численных схем для прогноза локальной погоды. Воробьев В. И., Репинская Р. П. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 23—31. (ЛГМИ).

Рассматривается современное состояние проблемы использования продукции численных схем для прогнозирования различных характеристик приземной погоды. Излагаются некоторые результаты разработки методик статистической интерпретации численных прогнозов в терминах локальной погоды и обсуждаются дальнейшие перспективы исследований.

Библ. 15.

УДК 551.509.313:551.515.4

Параметризация кучевой конвекции в численной схеме прогноза погоды для тропиков. Панин Б. Д., Чан Тан Тьен. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 32—43. (ЛГМИ).

В статье рассматривается параметризация конвекции на основе системы уравнений, описывающих процессы тепло- и влагообмена в ансамблях кучевых облаков, обсуждается проблема замыкания системы уравнений. Предлагаемая параметризация включена в схему численного прогноза ГМЦ «Синтез», с помощью которой рассчитаны прогнозы для тропической зоны. Проводится сравнение результатов прогноза с использованием предлагаемой параметризации и параметризации по методу конвективного приспособления.

Табл. 2. Илл. 6. Библ. 7.

УДК 551.507.362.2

Оценка роли конвекции в формировании планетарного облачного покрова. Воробьев В. И. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 43—51. (ЛГМИ).

На основе данных о повторяемости и среднем количестве конвективных и неконвективных облаков, полученных по спутниковым измерениям, дается оценка их вклада в поле среднего количества общей облачности. Делаются выводы о значимости вертикальных движений различных типов в процессах облакообразования в разных широтных зонах северного полушария.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 6.

УДК 551.511.33

Новые представления о термодинамике конвективных явлений в атмосфере и их приложения к прогнозу. Славин И. А. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 51—67. (ЛГМИ).

Предлагается новая термодинамическая модель развития конвективной облачности. В модели учитывается как вовлечение наружного воздуха в облако, так и растворение облачного воздуха в окружающей ненасыщенной среде. На этой основе разработаны новые методы прогноза верхней границы конвективной облачности и грозового положения.

Илл. 5. Библ. 2.

УДК 551.558

К построению прогностической схемы стока крупных рек на основе аэрологической информации. Малинин В. Н., Смирнов Н. П. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 67—78. (ЛГМИ).

Основные принципы построения прогностической схемы стока крупных рек рассматриваются на примере бассейна Волги, имеющего огромное народнохозяйственное значение.

Главные стокоформирующие факторы (запас влаги в снежном покрове и осеннее увлажнение) рассчитывались на основе уравнения водного баланса атмосферы за 1965—1979 гг., для оценки членов которого использовались стандартные аэрологические данные 12 станций, расположенных по периметру бассейна Волги.

Представлены прогностические зависимости для годового измеренного и весеннего восстановленного стока Волги у Куйбышева. Дается оценка оправдываемости опытных прогнозов.

Обсуждаются пути практической реализации предлагаемого подхода, в частности, рассматриваются основные функции и принципы построения автоматизированной системы расчета текущего водного баланса речных бассейнов.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 12.

УДК 630:551.5:633.11

Гидродинамическая модель диагноза зимовки озимых культур. Палагин Э. Г. Сборник Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 79—92. (ЛГМИ).

В статье излагается теория и предлагаются методы расчета тепло- и влагообмена в системе атмосфера—снег—почва. Все протекающие в указанных областях процессы описываются через посредство замкнутой системы уравнений, учитывающих специфику каждой из сред, условия их взаимодействия и влияние внешних факторов. Дается математическая формулировка всего комплекса задач и приводятся алгоритмы численной реализации. В практическом отношении работа ориентирована на решение весьма актуальной для сельского хозяйства проблемы оценки степени повреждения озимых культур в период зимовки.

Илл. 2. Библ. 7.

УДК 551.509.3

Методика аппаратурного прогнозирования метеовеличин. Толстобров Б. Я. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 93—102. (ЛГМИ).

В статье излагается методика аппаратурного прогнозирования метеовеличин, основанная на использовании статистических характеристик процесса. В основу прогностической схемы положено уравнение регрессии, в котором коэффициенты являются функциями времени упреждения, интервала и числа точек наблюдения. Для их определения, в отличии от известных схем, используются методы вариационного исчисления. Приводится структурная схема реализации сверхкраткосрочного прогноза аппаратурным путем.

Илл. 3. Библ. 10.

УДК 556.388

Антропогенное влияние на грунтовые воды. Чечкин С. А., Михайлов Л. Е., Русанов Б. Д. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 102—111. (ЛГМИ).

В статье рассматриваются предложенные авторами вертикальные зоны и ареалы антропогенного влияния на верхнюю часть зоны гипергенеза и на грунтовые воды.

Библ. 23.

УДК 556.54

Оценка влияния изъятия стока на тепловой режим проточного водоема (постановка задачи). Константинов А. Р., Трушевский В. Л., Химин Н. М. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 112—118. (ЛГМИ).

Формулируется математическая модель теплового режима проточного водоема, разработанная применительно к задаче оценки влияния антропогенных факторов на качество воды. В статье рассмотрен частный случай оценки антропогенных воздействий, связанный с изъятием части питающего водного стока на термический режим проточного водоема. Модель предусматривает учет изменения гидродинамики и морфометрии водотока.

Илл. 1. Библ. 14.

УДК 556.166.

Современные методы расчетов речного стока. Владимиров А. М. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 119—128. (ЛГМИ).

На основе анализа и систематизации методов расчета основных гидрологических характеристик показаны наиболее перспективные методы определения годового, максимального и минимального стока и возможные пути их развития.

Библ. 10.

УДК 556.536

Гидравлика потоков в руслах с поймами. Барышников Н. Б. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 128—141. (ЛГМИ).

Разработана методика расчета пропускной способности русел с поймами, основанная на учете определяющего влияния морфологии поймы и русла на гидравлику потоков в них. На основе этой методики даны рекомендации по проектированию петлеобразных кривых зависимостей $Q = f(H)$, $v = f(H)$ и $I = f(H)$, учитывающие эффекты взаимодействия руслового и пойменного потоков и регулирования паводочного стока поймами.

Илл. 4. Библ. 15.

УДК 551.464.34:541.14

Количественная оценка годового бюджета кислорода и углерода в деятельном слое Северной Атлантики. Ляхин Ю. И. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 142—151. (ЛГМИ).

На основании анализа годового ряда гидрохимических наблюдений в деятельном слое Северной Атлантики вычислены величины первичной продукции и биохимического потребления кислорода, выявлена роль обменных потоков O_2 и CO_2 через поверхность океана в формировании бюджета кислорода и углерода.

Табл. 5. Илл. 3. Библ. 12.

УДК 551.509

Океанологическая информация в народнохозяйственных задачах. Беляев Б. Н., Далин Р. А. Сборник «Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства», изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 152—160. (ЛГМИ).

Океанологическая информация является составной частью информации, используемой при управлении соответствующими отраслями или объектами народного хозяйства. Такое использование осуществляется на этапе планирования, который всегда предшествует этапу выполнения принятого в ходе планирования решения. Отсюда следует принципиально прогностический характер любых сведений об океане, используемых при управлении. Данное обстоятельство не только делает проблему прогноза состояния океана центральной проблемой океанологии, но и имеет ряд очевидных следствий методического и организационного характера, в том числе в части оптимизации экспериментальных исследований океанов и морей и оценки их эффективности, обоснование требований к океанологической измерительной технике и т. д.

Библ. 5.
