

В.Н. Малинин

О СОВРЕМЕННОМ СОСТОЯНИИ ПРОБЛЕМЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВОД ГИДРОСФЕРЫ

V.N. Malinin

PROBLEM OF VARIABILITY OF THE HYDROSPHERE: STATE OF THE ART

Обсуждаются изменения запасов вод в XX столетии в отдельных резервуарах гидросферы, а также колебания уровня Мирового океана как интегрального индикатора глобального водообмена. Кроме того, рассматривается межгодовая изменчивость основных процессов глобального гидрологического цикла, обеспечивающих пополнение и перераспределение запасов воды в резервуарах гидросферы. Обсуждаются перспективы дальнейших исследований.

Variations of water storage in individual hydrosphere reserves in the 20th century and of the World ocean level as an integral indicator of global water exchange are discussed. Moreover, the interannual variability of general processes of global hydrologic cycle which provides replenishment and redistribution of water storage in hydrosphere reserves is considered. Prospects for further investigations are discussed.

Резервуарная модель гидросферы

Термин «гидросфера» (гидро – относящийся к воде, сфера – шар) означает водная оболочка земного шара. Очевидно, впервые понятие гидросферы было введено в научную литературу Э. Зюссом в 1875 г., который понимал под ней единую водную оболочку планеты, состоящую в основном из Мирового океана. Более широкую трактовку этого понятия дал в 1910 г. Дж. Меррей, который полагал, что гидросфера «в большей части состоит из вод океана и в неё входят также озера и реки. Часть воды может быть в твердом и газообразном состоянии, в виде льда, снега, града и водных паров атмосферы. Вода также глубоко проникает в каменистую кору Земли, где она производит гидратацию минералов, а также составляет значительную часть биосферы».

Однако такое широкое толкование «гидросферы» не нашло полного признания среди исследователей. Пожалуй, общепризнанным считалось только то, что в состав гидросферы входит Мировой океан и поверхностные воды суши, а разногласия относились, прежде всего, к атмосферной влаге, ледникам и подземной воде. В частности, следует ли включать в состав гидросферы воду в газообразном и твердом состоянии, какую именно часть подземных вод, а также воду в химически и биологически связанном состоянии. Поэтому до настоящего времени встречаются различные, подчас противоречивые, определения данного понятия [1 – 4, 7, 8]. Не останавливаясь на их анализе, приведем, на наш взгляд, наиболее полное определение, данное Федосеевым [5].

По Федосееву в широком смысле под *гидросферой* понимается сплошная оболочка земного шара, простирающаяся вниз до верхней мантии, где в условиях высоких температур и давления наряду с разложением молекул воды непрерывно проходит их синтез, и вверх – примерно до высоты тропопаузы, выше которой молекулы воды подвергаются фотодиссоциации (разложению). Отсюда следует, что в гидросферу входят воды Мирового океана, криосферы, литосферы и атмосферы, но не входит вода биосферы. Действительно, при включении в состав гидросферы биосферной влаги водная оболочка перестает быть сплошной и, кроме того, содержание воды в биосфере (1120 км^3) пренебрежимо мало по сравнению с другими оболочками, даже с атмосферой. Поэтому гидросферу можно рассматривать как среду обитания биосферы, причем без нее невозможно само существование последней. Значение биосферы состоит в том, что транспирация, т.е. процесс испарения воды растительным покровом, который можно рассматривать как естественную часть природного ландшафта, составляет до 12% суммарного испарения с поверхности суши.

Очевидно, можно также дать и более «узкое» толкование понятию гидросфера [6]. В узком смысле под *гидросферой* следует понимать сплошную оболочку Земли, содержащую воду во всех агрегатных состояниях в пределах Мирового океана, криосферы, литосферы и атмосферы и принимающую непосредственное участие в планетарном круговороте влаги (гидрологическом цикле). Основное отличие данного определения от предыдущего состоит в том, что из состава гидросферы исключаются те виды подземных вод, которые находятся в земной коре в связанном состоянии, не дренируются реками и не способны к самостоятельному перемещению как подземный сток. В общем случае *гидрологический цикл* (ГЦ) представляет собой непрерывный процесс циркуляции и перераспределения всех видов природных вод между отдельными частями гидросферы и устанавливающий определенные соотношения между ними при различных масштабах осреднения.

Таким образом, гидросферу Земли и гидрологический цикл целесообразно рассматривать как единую самоорганизующуюся систему, состоящую из четырёх резервуаров (океан, криосфера, атмосфера, литосфера), которые через процессы влагообмена находятся в постоянном взаимодействии между собой. Естественно, что в данном случае под резервуаром «литосфера» понимаются только поверхностные и подземные воды суши.

В упрощенном виде гидросферу удобно представить системой из четырёх взаимосвязанных резервуаров (океан, материка, криосфера, атмосфера), между которыми происходит непрерывный процесс циркуляции и перераспределения природных вод (рис. 1). Стрелками на рис. 1 показаны потоки влаги между отдельными резервуарами, причем Р – осадки, Е – испарение, М – материковый сток в океан, I – айсберговый сток, а цифры означают их интенсивность в $10^3 \text{ км}^3/\text{год}$. Естественно, самым большим резервуаром является Мировой океан, содержащий $13,38 \times 10^8 \text{ км}^3$ или 96,5% от общих запасов воды на Земле, оцениваемых в настоящее время величиной $13,86 \times 10^8 \text{ км}^3$ [7]. Самым малым резервуаром

является атмосфера, в которой содержится лишь $13 \times 10^3 \text{ км}^3$ или 0,001% от общих запасов природных вод. Несмотря на такую величину, значение атмосферной влаги для ГЦ, как будет показано ниже, чрезвычайно велико.

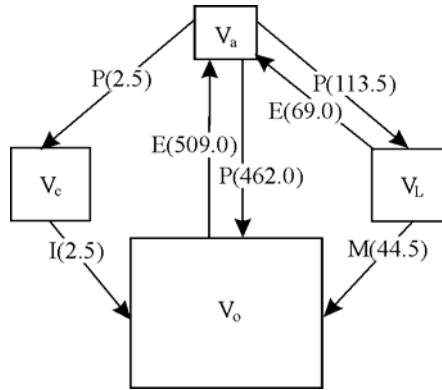


Рис. 1. Резервуарная модель вод гидросферы.

Естественно, что гидросфера является важнейшей составной частью климатической системы, которая представляет собой совокупность различных оболочек планеты: океана, атмосферы, литосферы, криосферы и биосферы, взаимодействующих между собой и обменивающихся влагой, теплом, импульсом (количеством движения), газами и солями. В результате имеем пять планетарных круговоротов (циклов): влаги, тепла, импульса, газов и солей, связанных друг с другом и образующих единую систему, полностью контролирующую «поведение» климатической системы. При этом именно гидрологический и энергетический циклы играют важнейшую роль в формировании климата, в значительной степени определяя спектр его изменений, начиная с мелкомасштабных и кончая ледниковыми эпохами. Но одновременно с этим их компоненты сами являются отражением колебаний климата и служат их индикатором. Очевидно, именно это обстоятельство определяет фундаментальное значение выявления генезиса крупномасштабной изменчивости колебаний вод гидросферы как важнейшей составной части климатической системы.

Как известно, в течение достаточно длительного исторического периода в развитии гидросферы общий объем ее вод, состоящий из вод Мирового океана, криосферы, литосферы и атмосферы, можно считать практически постоянным. Отсюда следует

$$\Delta V_A + \Delta V_O + \Delta V_C + \Delta V_L = 0. \quad (1)$$

Данное уравнение означает, что сумма изменений объема вод в отдельных резервуарах: в атмосфере (ΔV_A), океане (ΔV_O), криосфере (ΔV_C) и литосфере (ΔV_L) не меняется во времени. Очевидно, формулу (1) можно развернуть в систему из 4 балансовых уравнений, которые будут полностью описывать изменения запасов и потоки вод в самих резервуарах и между ними

$$\begin{aligned}
 \Delta V_A &= E_{AO} + E_{AL} + E_{AC} - P_{AO} - P_{AL} - P_{AC}, \\
 \Delta V_O &= P_{OA} + M + I - E_{OA}, \\
 \Delta V_C &= P_{CA} - E_{CA} - I, \\
 \Delta V_L &= P_{LA} - E_{LA} - M,
 \end{aligned}
 \tag{2}$$

где E – испарение (подстрочные индексы означают взаимодействующие резервуары), P – осадки, I – твердый сток в океан с ледников, M – сток поверхностных и подземных вод с суши в океан. Нетрудно видеть, что данная система уравнений описывает глобальный водный баланс. Как было отмечено еще в 1970 г. Р. Сатклиффом при открытии Международного симпозиума по водному балансу [9], «глобальный водный баланс не может рассматриваться частной проблемой океанологии, метеорологии или гидрологии, а представляет собой очень сложную геофизическую проблему». По существу это означает, что изучение колебаний вод гидросферы должно осуществляться в рамках синтеза всех наук о Земле. Поэтому комплексный многомерный анализ природных вод в их взаимосвязи и неразрывности является главным методологическим принципом изучения водного баланса всех масштабов: от глобального до локального. Однако до последнего времени межгодовая изменчивость компонент гидросферы изучалась преимущественно отдельными науками о Земле: океанологией, метеорологией, гидрологией и гляциологией, что, вообще говоря, сужало возможность интерпретации полученных результатов.

Отметим также, что, несмотря на внешнюю простоту системы «гидросфера – гидрологический цикл» (см. рис. 1), наши знания о физических процессах, протекающих в этой системе, еще явно недостаточны. Более того, с уменьшением пространственно-временных масштабов осреднения эти процессы настолько усложняются, что иногда не представляется возможным количественно оценить, например, члены уравнения водного баланса суши [10].

Естественно, в одной статье практически невозможно рассмотреть все аспекты данной проблемы, поэтому ограничимся лишь анализом наиболее важных, на наш взгляд, вопросов, причем в основном на уровне анализа данных наблюдений, ибо результаты использования численных моделей климата требуют самостоятельного обсуждения.

Уровень Мирового океана как интегральный индикатор глобального водообмена

Вследствие того, что атмосфера является неинерционной средой, в ней можно пренебречь изменениями запасов влаги. Тогда уравнение (1) примет вид:

$$\Delta V_O = A_M \Delta h_M = -\Delta V_C - \Delta V_L,
 \tag{3}$$

где A_M – площадь Мирового океана (МО), Δh_M – внутригодовые изменения глобального уровня Мирового океана (УМО). Площадь МО можно принять квазипостоянной, по крайней мере, за последние несколько тысяч лет. Если, например, принять, $A_M = 362$ млн км², то при изменении УМО на 1 мм объем МО изменится на 362 км³. Из формулы (3) следует, что именно УМО является наиболее репре-

зентативным индикатором интенсивности глобального водообмена между отдельными резервуарами.

Заметим, что формула (3) иллюстрирует лишь эвстатические колебания уровня, обусловленные изменениями компонент водного баланса. В действительности следует дополнительно учитывать плотностные (стерические) колебания, возникающие вследствие изменений плотности морской воды. Что касается деформационных колебаний, связанных с повышением уровня в одних районах и понижением его в других при неизменном объеме воды в пределах бассейна, то при глобальном осреднении в современных климатических условиях (в том числе и за счет тектонических движений земной коры) деформационные колебания нивелируют друг друга.

К сожалению, эвстатические и стерические глобальные колебания УМО очень сложно отделить друг от друга и, прежде всего, из-за сложности оценки плотностной компоненты. Вклад её в Δh_M по мнению разных авторов меняется в очень широком диапазоне: от полного игнорирования до 30 – 50% [11]. В соответствии с последними оценками, выполненными Левитусом и др. [12] для всего Мирового океана, в слое 0 – 3000 м скорость плотностных изменений уровня за период 1955 – 1995 гг. достигала 0,55 мм/год, что составляет существенную часть общей изменчивости уровня.

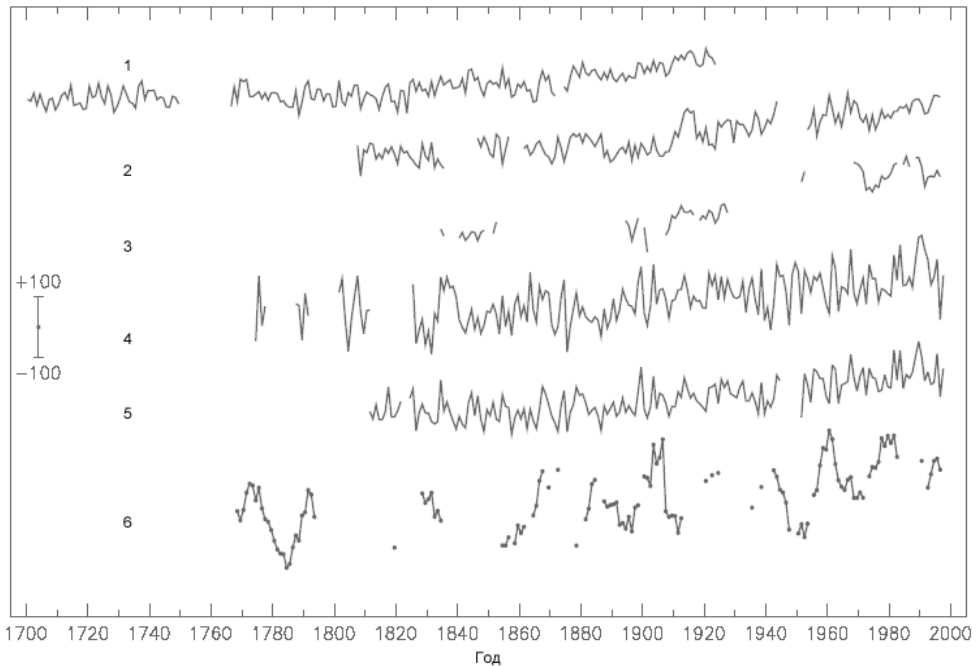


Рис. 2. Межгодовая изменчивость уровня моря для станций Европы с наиболее длинными рядами наблюдений.

1 – Амстердам, 2 – Брест, 3 – Ширнесс, 4 – Стокгольм, 5 – Свиноустье, 6 – Ливерпуль.

Известно, что систематические наблюдения за уровнем моря имеют довольно длительную историю. На рис. 2 приводятся футшточные наблюдения уровня за последние 300 лет для ряда станций Европы. Нетрудно видеть, что регулярные измерения уровня начались в Амстердаме в 1765 г., причем эпизодические наблюдения здесь выполнялись еще в начале XVIII века. На большинстве станций отчетливо проявляется рост уровня, особенно выраженный во второй половине XX века. В настоящее время сеть наблюдений насчитывает более 1700 станций, которые Межправительственной океанографической комиссией при ЮНЕСКО объединены в единую международную систему GLOSS (Global Sea Level Observing System) – Глобальную Систему Наблюдений за Уровнем Моря.

Величина Δh , обычно определяемая как разность уровней между декабрем и январем, т.е. $\Delta h = h_{12} - h_1$, связана со средним годовым уровнем h_i конечными разностями. В случае линейных изменений уровня используются центральные разности $\Delta h = (h_{i+1} - h_{i-1})/2$ или разности вперед $\Delta h = h_{i+1} - h_i$. Это означает, что можно ограничиться только анализом средних годовых значений уровня моря.

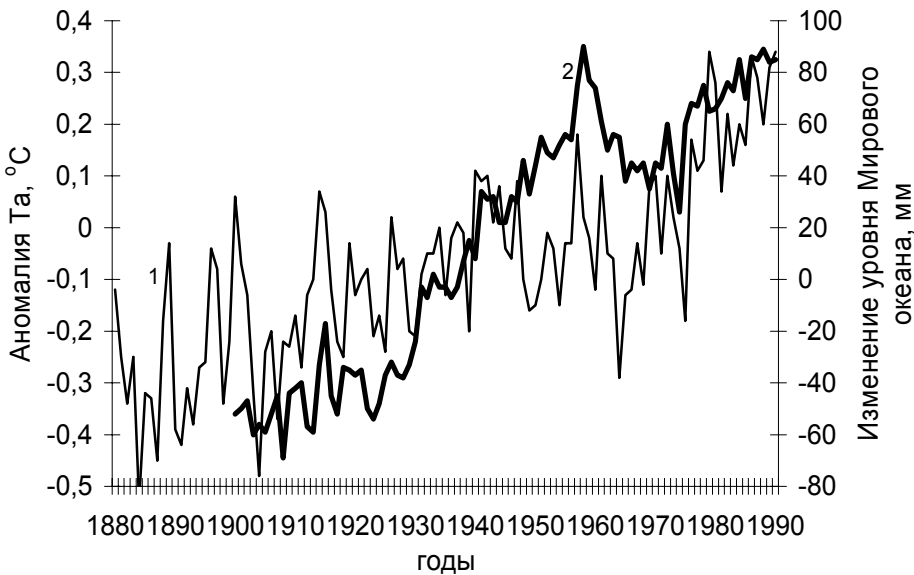


Рис. 3. Временной ход аномалий глобальной температуры воздуха (1) и аномалий УМО (2).

Р.К. Клиге [13] на основе данных более чем 110 станций рассчитал межгодовые колебания УМО за 1900 – 1975 гг. Скорость роста УМО за указанный период составил 15 мм/год. Близкие оценки (10 – 18 мм/год) были получены и другими авторами [14 – 17], что повышает степень доверия к ним. На рис. 3 представлен межгодовой ход УМО в XX веке. Нетрудно видеть, что его изменчивость носит

сложный непериодический характер. С начала века и вплоть до начала 60-х годов наблюдался сравнительно быстрый рост уровня. За этот период уровень океана вырос почти на 130 мм, т.е. средний градиент достигал 2,1 мм/год. Заметим, что в отдельные десятилетия (1950 – 1960 и 1925 – 1935 гг.) скорость роста уровня была еще выше. С начала 60-х до середины 70-х годов отмечалась регрессия уровня, т.е. его уменьшение со средней скоростью около 3 мм/год, а затем опять стал проявляться интенсивный рост УМО примерно с той же самой скоростью. В результате средний градиент роста уровня в XX столетии оказывается равным около 1,45 мм/год.

Естественно, что региональные отличия колебаний уровня от колебаний УМО могут быть значительными, даже для морей, омывающих одну и ту же страну [18 – 22]. Например, в колебаниях осредненного по акватории Балтийского моря уровня отмечается отрицательный тренд, который за период с 1892 по 1994 г. составлял – 0,6 мм/год, причем в течение более 60 лет (с 1912 по 1977 г.) он превышал – 1 мм/год [18]. Это связано с тем, что большая часть побережья моря подвержена вертикальным тектоническим движениям, причем на северо-восточном побережье Швеции скорость поднятия земной коры достигает 6–7 мм/год, в то время как южное побережье опускается со скоростью около 1 мм/год. Разнонаправленные тренды в уровне отмечаются также и в Белом море [22], акватория которого заметно меньше Балтийского моря.

В работе автора [23] осуществлена аппроксимация УМО по данным 10 станций, имеющих наиболее длинные ряды об уровне и расположенных в разных районах Мирового океана. В результате построена линейная модель многофакторной регрессии следующего вида:

$$h_M = a_0 + a_1 h_1 + a_2 h_2 + a_3 h_3 + a_4 h_4, \quad (4)$$

где $h_1 - h_4$ – значения уровня в пунктах (в порядке значимости) Atlantic-City (USA, 39°21'N, 74°25'W), Cascais (Portugal, 38°41'N, 9°25'W), Brest (France, 48°23'N, 4°30'W), Honolulu (USA, 21°18'N, 157°52'W). Уже первый коэффициент корреляции УМО с Atlantic-City достигает 0.85. Коэффициент детерминации данной модели равен $R^2 = 0,83$, а ее стандартная ошибка $\sigma = 1,6$ см/год. Таким образом, по данным всего четырех станций можно с довольно высокой точностью рассчитывать УМО, что весьма важно при анализе долгопериодных колебаний уровня.

В последние годы появилась еще одна возможность оценки изменчивости УМО на основе спутниковой альтиметрии. Ее принципиальное отличие от традиционных фугшточных наблюдений состоит в том, что альтиметрический метод позволяет получить оценки уровенной поверхности океана практически на всей его акватории, а не только вдоль береговой черты. Спутниковая альтиметрия осуществляет измерение расстояния между спутником и поверхностью отражения по времени прохождения сигнала бортового радарного высотомера, передающего со скоростью света высокочастотные радиосигналы и получающего

отраженный от морской поверхности сигнал. Независимое определение параметров орбиты спутника (широта, долгота, высота) относительно земного эллипсоида позволяет найти высоту уровня океана. При этом альтиметрические измерения, отсчитываемые от поверхности геоида, показывают возмущения относительно среднего стационарного состояния урвонной поверхности океана.

В настоящее время погрешность определения высоты морской поверхности составляет 1,5 – 3,0 см, пространственное разрешение достигает 5 – 7 км с повтором измерений через 3 – 35 сут. [24]. Основным источником альтиметрических данных является ИСЗ Торех/Poseidon, выведенный на орбиту 10 августа 1992 г. и обеспечивающий почти глобальное покрытие МО от 66° с.ш. до 66° ю.ш. В последние годы по каналам Интернет в реальном масштабе времени ежедневно с 10-дневным скользящим осреднением передаются альтиметрические карты возвышений уровня и течений, рассчитанных по гидродинамической модели с усвоением альтиметрических уклонов уровня [24]. На рисунке 4 представлен временной ход колебаний УМО с 1993 по 1998 г., полученный по данным проекта Торех/Poseidon, в сопоставлении с глобальными оценками температуры поверхности океана (ТПО) [25]. Из обоих временных рядов авторами была исключена сезонная компонента. Хотя в целом корреляция между этими рядами является незначимой, однако нетрудно видеть практически одновременное повышение значений УМО и ТПО в начале 1997 г., что авторы увязывают с явлением Эль-Ниньо 1997/98 гг.

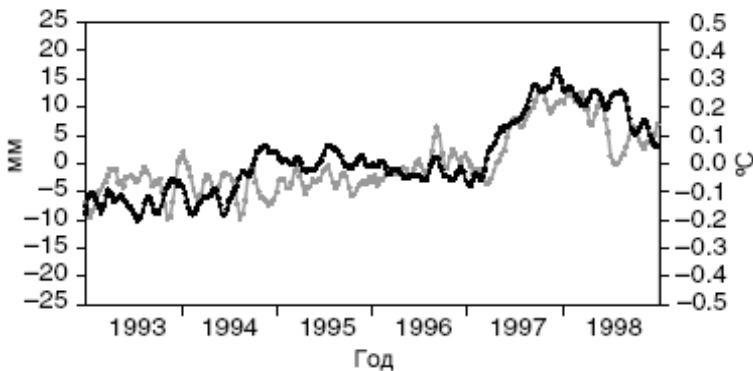


Рис. 4. Временной ход колебаний УМО с 1993 по 1998 г., полученный по данным проекта Торех/Poseidon (светлая линия), в сопоставлении с глобальными оценками температуры поверхности океана (темная линия) по данным [25].

Сравнение оценок уровня океана, вычисленных по альтиметрическим и футшточным измерениям, показывает, что между ними существуют определенные систематические расхождения [26, 27]. Поэтому данный вопрос требует дополнительного изучения. Очевидно, что главный недостаток альтиметрических данных, а именно наличие сравнительно коротких рядов по уровню океана, относится к тем, который с течением времени быстро проходит.

Одним из очень важных вопросов является оценка степени взаимосвязи УМО с другими климатическими характеристиками и, прежде всего, с температурой воды и воздуха. Понятно, что данные температуры воздуха являются более надежными, чем данные ТПО, хотя репрезентативность глобальных и полушарных оценок температуры воздуха, особенно для первой половины XX века тоже может вызывать определенные сомнения. Можно отметить, что между УМО и глобальной температурой воздуха отмечается значимая синхронная корреляция. Поэтому был выполнен расчет регрессионной модели вида

$$h_M = b_0 + b_1 T_C + b_2 T_{Ю}, \quad (5)$$

где T_C и $T_{Ю}$ – температура воздуха в северном и южном полушариях, межгодовой ход которых дан на рис. 3.

Прежде всего, отметим значительно более высокую связь УМО с T_C по сравнению с $T_{Ю}$. При нулевом сдвиге для несглаженных данных коэффициент множественной корреляции $R = 0,61$, стандартная ошибка модели $\sigma = 3,4$ см/год, критерий Фишера $F = 15,5$. Однако максимальная корреляция отмечается при запаздывании УМО относительно температуры в 20 лет ($R = 0,70$, $\sigma = 1,9$ см/год, $F = 27,7$), причем ошибка модели почти в 2 раза меньше, чем при нулевом сдвиге и лишь чуть-чуть превышает ошибку модели (4). При 5-летнем скользящем осреднении исходных рядов максимальная корреляция наблюдается при сдвиге 17 лет и составляет $R = 0,80$. Р.К. Клиге [13] и другие исследователи определили, что максимальная корреляция между этими параметрами для временных рядов до 1980 г. отмечается при сдвиге 18–19 лет и превышает 0,9. Эти результаты показывают возможность приближенного прогноза УМО по глобальной температуре. Если учесть, что, начиная с 80-х годов, начался ее резкий рост, причем последнее десятилетие XX века оказалось и самым теплым, то, очевидно, тенденция повышения УМО сохранится, по крайней мере, в ближайшие десятилетия.

Изменения запасов вод в отдельных резервуарах

Одна из первых оценок вклада современных изменений запасов вод в пределах криосферы и литосферы в возможные изменения УМО была сделана Р.К. Клиге [13] за период с 1900 по 1975 г. Затем такие оценки выполнялись неоднократно. Однако наиболее детальный систематический анализ, безусловно, принадлежит группе экспертов Межправительственной комиссии по проблемам изменения климата (IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change, 2000) [11], которые обобщили результаты очень многих исследований в основном за последнее десятилетие XX века.

В табл. 1 приведены оценки изменений запасов вод в различных резервуарах на колебания УМО с 1900 по 1975 г. по данным Клиге и Робина [28] и за период с 1910 по 1990 г. по экспертным данным IPCC. При этом, учитывая значительный разброс в оценках разных авторов, в табл. 1 даются как минимальные, так и максимальные значения вкладов в изменения УМО.

Если сравнивать результаты Клиге и Робина, то лучше всего поддаются оценке изменения запасов воды в водохранилищах. При этом, если за счет их интенсивного строительства произошло увеличение запасов воды на суше, то примерно такое же количество воды уменьшилось за счет падения уровня бессточных морей и озер. Существенные расхождения отмечаются в оценках изменений подземных вод. Однако они выравниваются, если учесть расположенные на суше ледники. Но с учетом данных IPCC расхождения в суммарных изменениях вод литосферы оказываются уже чрезмерными. Естественно, принимая во внимание, что именно на суше мы имеем наиболее репрезентативную измерительную сеть за водами гидросферы, такие расхождения не могут не настораживать. Безусловно, они служат яркой иллюстрацией недостаточности современных представлений о характере глобального водообмена.

Таблица 1

Оценки вклада изменений запасов вод в различных резервуарах на колебания УМО с 1900 по 1975 г. по данным Клиге [13] и Робина [28] и с 1910 по 1990 г. по данным IPCC [11]

Резервуары	Изменения запасов воды, км ³ /год		Изменения уровня Мирового океана, мм/год			
	Клиге	Робин	Клиге	Робин	IPCC	
					min	max
Плотностные изменения УМО	–	137	–	0,38	0,3	0,7
Литосфера:						
Бессточные озера	–63	–72	0,17	0,20	–	–
Водоохранилища	69	69	–0,19	–0,19	–	–
Подземные воды	–136	–25	0,38	0,07	–	–
Всего	–130	–28	0,36	0,08	–1,1	0,4
Криосфера:						
Антарктида	–315	100	0,87	–0,28	–0,2	0,0
Гренландия	–82	–110	0,23	0,30	0,0	0,1
Ледниковые щиты: долгопериодные колебания	–	–	–	–	0,0	0,5
Горные и арктические ледники	–15	–145	0,04	0,50	0,2	0,4
Мировой океан в целом	–542	–183	1,50	0,88	1,0	2,0

Очень значительными являются также расхождения в оценках изменений запасов вод в криосфере. По мнению Клиге, происходит заметное уменьшение массы ледникового покрова Антарктиды, что соответствует повышению УМО на 0,87 мм/год, в то время как по данным Робина отмечается некоторое пополнение запасов льда, эквивалентное понижению УМО на 0,28 мм/год. Эксперты IPCC разграничили влияние ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды на УМО на 2 компоненты: короткопериодную, обусловленную непосредственно изменениями климата за 1910–1990 гг., и долгопериодную, связанную с палеоклиматическими колебаниями. Из их оценок следует, что эти компоненты имеют противоположные тенденции. С одной стороны, вследствие потепления климата и повышения количества осадков происходит некоторое увеличение массы ледникового покрова Антарктиды, а с другой – его разрушение за счет откалывания айсбергов.

Приняв во внимание огромное значение изменений массы ледниковых покровов в колебаниях глобального водного баланса, рассмотрим этот вопрос более подробно. В табл. 2 приводятся составляющие водного баланса Антарктиды и Гренландии за многолетний период, систематизированные группой экспертов IPCC. Испарение принято равным нулю, поскольку его значение в среднем за год для всего ЛП Антарктиды близко к значению конденсации влаги. Как следует из табл. 2, разброс в оценках компонент баланса (разность между максимальной и минимальной оценками) примерно одинаков. Однако, если по отношению к осадкам и айсберговому стоку он не превышает 20%, то по отношению к донному таянию он практически сравним с его средним значением. Это означает, что даже точность среднесуточных значений донного таяния в настоящее время практически не поддается количественной оценке.

Тем не менее, анализ данных в табл. 2 позволяет сделать достаточно очевидный вывод, что для современного периода характерно некоторое уменьшение массы ЛП Антарктиды. Заметим, что аналогичный вывод, вероятно, впервые был сделан в России В.М. Котляковым, К.С. Лосевым и И.А. Лосевой [29], которые пришли к выводу, что в настоящее время, скорее всего, наблюдается уменьшение ЛП Антарктиды, составляющее $\sim 750 \text{ км}^3$, которое должно вызвать подъем уровня Мирового океана на 2–3 мм/год. Возможно, именно за счет увеличения донного таяния, связанного с потеплением климата, будет, прежде всего, происходить уменьшение ЛП Антарктиды в ближайшие десятилетия, поэтому данная проблема требует самого пристального к себе внимания.

Что касается водного баланса Гренландии в XX столетии, то его можно считать близким к равновесному (табл. 2). Только максимальные оценки дают некоторое превышение расходных компонент над приходными.

Таблица 2

Водный баланс Антарктиды и Гренландии в 10^{12} кг/год или в $\text{км}^3/\text{год}$ в 20-м столетии по данным экспертов IPCC [11]

Компонента баланса	ЛП Антарктиды			ЛП Гренландии		
	min	среднее	max	min	среднее	max
Аккумуляция	2000	2246	2344	461	520	547
Твердый сток	1800	2072	2400	205	235	280
Жидкий сток	–	–	–	256	297	347
Донное таяние	320	540	736	–	–	–
Баланс	–120	–366	–792	0	–12	–80

Из табл. 2 также следует, что доля айсбергов в суммарном притоке пресных вод к океану составляет немногим более 4%. Однако по сравнению с притоком речных вод, изменчивость которых очень мала [7, 30], межгодовые колебания откалывания айсбергов, наоборот, очень велики и даже могут превышать ее среднюю оценку. Кроме того, нужно учитывать, что в настоящее время общий объем постоянно плавающих вокруг Антарктиды айсбергов составляет примерно $15\,000 \text{ км}^3$. Заметим теперь, что для изменения уровня Мирового океа-

на на 1 мм достаточно всего 361 км³ воды. Отсюда следует, что айсберговый сток может играть значительную роль в межгодовых колебаниях уровня океана.

Очень сложным для определения, как уже указывалось выше, является оценка плотностных изменений УМО. По оценкам экспертов ИРСС, основанным на результатах моделирования климата, вклад термического расширения в изменения уровня за период 1910–1990 гг. составляет 0,3 – 0,7 мм/год, причем за последнее десятилетие он достигает 1 мм/год.

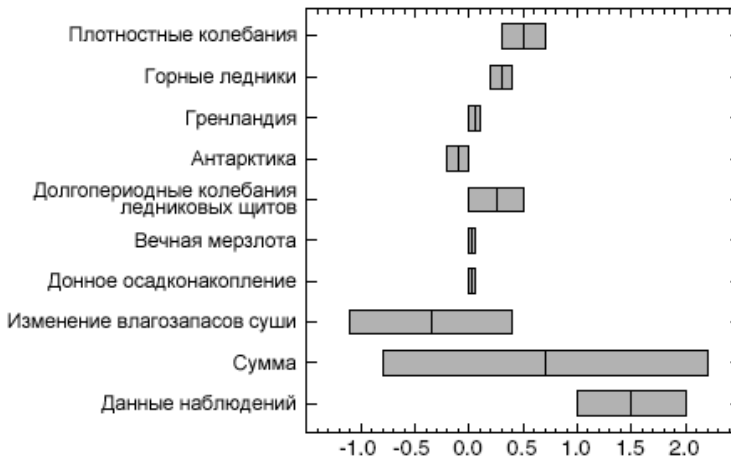


Рис. 5. Размах оценок вкладов различных процессов в изменения УМО в XX столетии по данным разных авторов [11].

Кроме того, экспертами ИРСС учитывались также малые вклады за счет таяния льдов вечной мерзлоты (0,0 – 0,05 мм/год) и отложения донных наносов (0,0 – 0,05 мм/год). В результате суммарный вклад всех рассматриваемых факторов составил от –0,8 до 2,0 при средней оценке 0,7 мм/год (рис. 5). Что касается скорости повышения глобального уровня в 20-м столетии по данным непосредственных измерений, то она составляла 1,0 – 2,0 мм/год при среднем значении 1.5 мм/год. При этом оценки изменений уровня за счет антропогенных изменений климата по результатам его моделирования достигает 0,3 – 0,8 мм/год.

Глобальный гидрологический цикл

Как уже указывалось выше, именно благодаря планетарному круговороту влаги происходит пополнение и перераспределение запасов воды как в самих резервуарах, так и в их отдельных частях. Именно от межгодовой изменчивости процессов глобального гидрологического цикла, в конечном счете, зависят колебания вод в самих резервуарах.

При этом причинно-следственная цепочка процессов, образующих ГЦ достаточно проста: циркуляция вод океана – эффективное испарение (разность «испарение-осадки») над океаном – горизонтальный перенос атмосферной влаги –

выпадение осадков над сушей (ледниковыми щитами) и формирование увлажнения – водные ресурсы и материковый сток в океан (откалывание айсбергов).

Эффективное испарение. Эффективное испарение (ЭИ) является важнейшим элементом его пресноводного и солевого балансов, а также ГЦ и в значительной степени определяет его интенсивность. Действительно, чем выше ЭИ над океаном, тем интенсивнее приток речных вод с континентов. Эффективное испарение представляет результирующий влагообмен в системе океан – атмосфера и для достаточно больших пространственно-временных масштабов осреднения адекватно описывается уравнением водного баланса атмосферы (ВБА)

$$\partial W/\partial t + \text{div } \mathbf{F} = E - P, \quad (6)$$

где W – интегральное влагосодержание атмосферы, \mathbf{F} – вертикально интегрированный горизонтальный поток водяного пара.

Для изучения межгодовой изменчивости влагообмена может быть использовано несколько подходов [31]. Прежде всего, это традиционный метод, основанный на раздельном определении испарения и количества осадков с последующей оценкой их разности. Естественно, что в данном случае ЭИ для многих районов океана представляет малую разность больших значений и, следовательно, вполне может оказаться сравнимым с погрешностью измерения испарения и особенно количества осадков. Дело в том, что даже климатические оценки, полученные на основе традиционных данных сети осадкомерных станций, дистанционных наблюдений с ИСЗ, с помощью численных моделей атмосферы и различных косвенных методов [7, 31–35], показывают значительные расхождения между собой. Но поскольку в каждом конкретном случае знаки погрешностей E и P неизвестны, то значения ЭИ могут оказаться достаточно точными, если погрешности будут иметь разные знаки и примерно одинаковые значения, либо даже могут противоречить здравому смыслу при больших погрешностях одного знака. И, тем не менее, именно традиционный подход до сих пор признается основным.

В работе [36] довольно подробно рассмотрена межгодовая изменчивость осадков и испарения и их разности на акватории Северной Атлантики по данным архива CDAS (Climate Data Assimilation System), содержащегося в глобальной системе гидрометеорологических данных NCEP/NCAR и находящегося в свободном доступе в сети Интернет. На рис. 6 приводятся графики осредненных по акватории 25–70° Северной Атлантики значений компонент влагообмена с 1949 по 2001 г. Нетрудно заметить, что значительные тренды присутствуют во всех компонентах, причем в осадках нелинейный тренд описывает почти половину дисперсии ряда и практически в два раза выше тренда в испарении. До середины 70-х годов количество выпавших осадков уменьшалось, а затем стало возрастать. Нелинейные тренды в E и $E - P$ близки к линейному виду. В целом испарение и эффективное испарение в Северной Атлантике возрастают. Можно также отметить высокую положительную корреляцию между испарением и осадками. В общем, это достаточно очевидно, поскольку основная часть испарившейся влаги

реализуется здесь же в виде осадков над акваторией океана и только сравнительно малая часть ее выносится за его пределы.

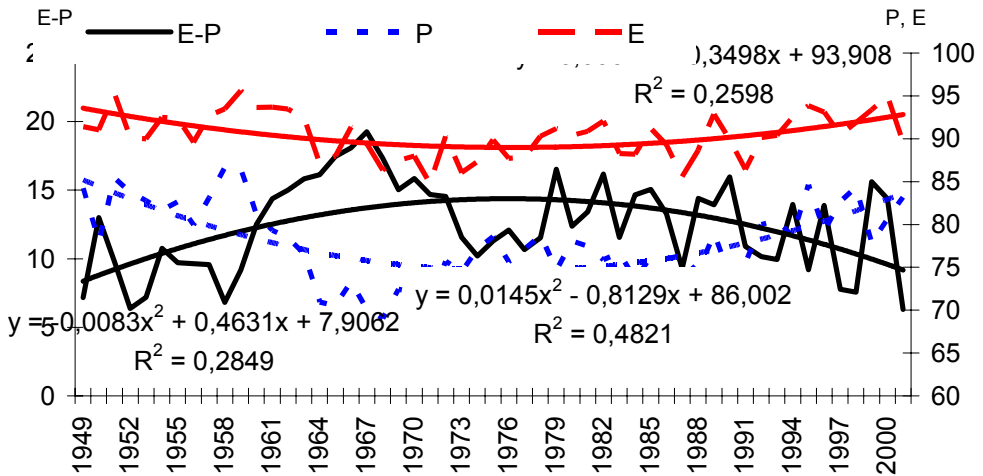


Рис. 6. График осредненных по акватории 25–7° Северной Атлантики значений испарения (E), осадков (P) и эффективного испарения (E – P) с 1949 по 2001 г. в мм/мес.

Другой подход связан с определением эффективного испарения по левой части уравнения (6). При этом их непосредственная оценка по полной системе аэрологических данных возможна лишь для акваторий, ограниченных достаточно плотной сетью стационарных станций, а также за периоды специально спланированных натуральных экспериментов. Например, достаточно успешными можно признать расчеты ВБА над Северным Ледовитым океаном [31, 37–39], которые выполнялись путем вычисления меридиональной компоненты потока влаги с последующим осреднением вдоль круга широты 70° с. Однако подобные примеры, скорее, исключение, чем правило.

Наконец, еще один способ определения эффективного испарения заключается в развитии расчетных методов, основанных на различных фактических представлениях о характере формирования вертикального потока пресных вод через поверхность океана. Так, на существование линейной зависимости средних зональных значений солености от ЭИ впервые было указано ещё в 1954 г. Вюстом. В свою очередь, соленость тесно связана с температурой поверхности океана. Более подробно данный вопрос рассматривается в работах автора [31, 40]. Основой параметризации служит гипотеза сопряженности пространственно-временных колебаний гидрометеорологических процессов. В соответствии с ней пространственная изменчивость зонально осредненных значений температуры поверхности океана, солености и эффективного испарения считается тождественной межгодовым колебаниям указанных характеристик на заданной широте. В результате на основе предложенной параметризации климатических среднеши-

ротных значений солености от температуры, а эффективного испарения – от солености оказалось возможным рассчитать межгодовой ход солености и эффективного испарения для 5-градусных широтных поясов и всей акватории Северной Атлантики с 1957 по 1988 г.

Горизонтальный перенос атмосферной влаги. Важнейшей компонентой ГЦ является перенос атмосферной влаги, который определяет формирование источников и стоков водяного пара, увлажнение поверхности суши и ее водные ресурсы, процессы влагооборота в атмосфере, обеспечивая, в конечном счете, перераспределение водяного пара и его баланс в глобальном масштабе. *Если речные воды принято рассматривать как кровеносные сосуды для водного «организма» суши, то перенос атмосферной влаги – это кровеносная система всей гидросферы.* Исходя из уравнения ВБА (1) следует, что расчет горизонтальных потоков влаги должен осуществляться по данным высотного радиозондирования, т.е. по аэрологической информации. Именно таким образом были установлены климатические закономерности переноса атмосферной влаги над земным шаром, которые можно считать в основном известными [31, 37, 42].

К сожалению, в последние годы очень мало внимания уделяется задаче изучения межгодовой изменчивости переноса водяного пара, исследования которой в России практически прекратились, а за рубежом выполнялись в основном в региональных масштабах в рамках международной программы GEWEX.

С точки зрения использования переноса влаги в расчетах ВБА очень важным представляется оценка его точности, которая главным образом зависит от плотности сети аэрологических станций. Очевидно, только в Северной Америке и Европе плотность этой сети адекватна задачам расчета гидрологических характеристик с достаточной для практических целей точностью. В Африке и Азии сеть станций крайне неравномерна и в основном недостаточна. Над океанами, исключая некоторые острова, аэрологические наблюдения вообще отсутствуют. В связи с этим возникает задача его параметризации, т.е. описании переноса атмосферной влаги набором параметров существенно меньшей размерности. Естественно, что новый вектор (набор параметров) должен включать сравнительно небольшое число крупномасштабных и легко измеряемых переменных, описывающих исходный процесс с заданной точностью. Поэтому важное значение имеет поиск физически обоснованных гипотез, введение которых позволило бы существенно сократить объем исходных данных с наименьшими потерями точности в расчетах. Различные аспекты проблемы параметризации уравнения ВБА обсуждаются в работах [31, 36, 41]. В частности, если известно, интегральное влагосодержание атмосферы и хотя бы скорость ветра (высота изобарической поверхности) на одном уровне (например, на поверхности 850 гПа или 500 гПа), то, вообще говоря, интегрированный по вертикали горизонтальный поток влаги может быть рассчитан с приемлемой для практических целей точностью. Поэтому, очевидно, что задача изучения генезиса межгодовой изменчивости переноса водяного пара, особенно в глобальном масштабе, может быть в полной мере решена при создании системы спутникового мо-

ниторинга полей атмосферной влажности и геопотенциальных высот аналогично тому, как была создана система альтиметрических наблюдений за уровнем океана.

С точки зрения изучения генезиса изменчивости увлажнения поверхности суши ЕТР и в том числе колебаний уровня крупнейших озер (Каспийское море и Ладожское озеро), особое значение приобретает выявление основных факторов формирования межгодовой изменчивости зонального переноса влаги над Северной Атлантикой. В работе [36] на основе статистического анализа характеристик взаимодействия системы океан – атмосфера предложена генетическая модель формирования межгодовых колебаний горизонтального зонального переноса атмосферной влаги (рис. 7). Суть ее состоит в следующем. С одной стороны, при усилении процессов циклонической активности (ЦА) в Северной Атлантике и, прежде всего, в области исландской депрессии происходит возрастание испарения (E) и понижение ТПО. При этом увеличивается влагосодержание атмосферы (W). С другой стороны, при возрастании циклонической активности одновременно повышается зональная составляющая эффективной скорости горизонтального переноса атмосферной влаги ($u_{эф}$), характеризующая скорость перемещения синоптических вихрей, т.е. циклонов.

Наконец, при росте циклонической активности происходит углубление Исландского минимума давления (ИМ) и его пространственные миграции. В свою очередь, углубление ИМ усиливает интенсивность Северо-Атлантического колебания (САК), которое в значительной степени регулирует адвективный зональный перенос атмосферы в умеренных широтах. Все это вместе взятое должно приводить к значительному повышению зонального переноса водяного пара в системе общей циркуляции и синоптических вихрей на европейский континент и территорию ЕТР. Естественно, при ослаблении циклонической и возрастании антициклонической активности рассмотренная картина последовательности развития гидрометеорологических процессов будет меняться в обратную сторону.

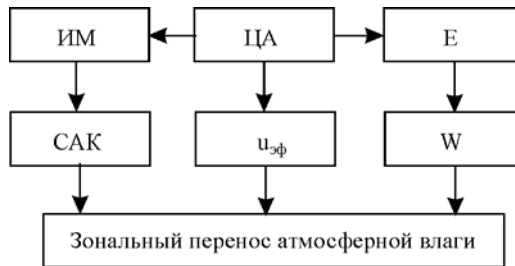


Рис. 7. Концептуальная схема формирования межгодовых колебаний зонального переноса атмосферной влаги в холодный период года над Северной Атлантикой.

Изменчивость осадков и увлажнения поверхности суши. Осадки относятся к числу наиболее изменчивых метеорологических величин как в пространстве, так и во времени. Процесс их формирования настолько сложен и многообразен, а факторы образования так изменчивы и трудны для количественного опи-

сания, что до настоящего времени расчет осадков в моделях общей циркуляции атмосферы и климата остается наиболее слабым местом. Достаточно сказать, что сравнение более 20 наиболее современных моделей атмосферы в рамках международной программы AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) показало, что предвычисленные осадки значительно расходятся с наблюдаемыми, причем какие-либо закономерности таких расхождений отсутствуют.

В то же время измерение осадков весьма просто, не требует сложного оборудования и имеет длительную историю. Так, в Индии ещё в IV в. до н. э. данные об осадках ежегодно собирались и учитывались при назначении налога на урожай. До сих пор дождемеры считаются наиболее простыми по своей конструкции и эксплуатации из всех существующих метеорологических приборов. Систематические измерения осадков начаты в Англии в середине XVIII века, а стационарная сеть осадкомерных пунктов в настоящее время, безусловно, относится к числу наиболее плотных из метеорологических величин.

Совершенно по-другому обстоит дело с измерением осадков над океаном. Если осадки над сушей относятся к числу наиболее точно определяемых элементов ГЦ, то осадки над морем, наоборот, являются наиболее плохо определяемой составляющей водного баланса. Так, в открытых частях морей и океанов измерения осадков проводятся с бортов научно-исследовательских судов, причем возможное сочетание погрешностей (ошибки за счет попадания в приемное отверстие прибора брызг морской воды, капель и брызг с судовых надстроек и мачт, отклонение плоскости приемного отверстия от горизонтали из-за качки, искажение ветрового потока вследствие его трения о борт и надстройки судна) в реальных условиях весьма разнообразно и практически не поддается строгому количественному учету.

Очевидно, существуют два подхода к изучению межгодовой изменчивости осадков над океаном. Прежде всего, это использование результатов дистанционного метода определения осадков с ИСЗ. В последние десятилетия в этом направлении наблюдался стремительный прогресс, уже составлены климатические карты распределения осадков над океанами и осуществляется их мониторинг. Хотя этот подход весьма перспективен, однако полученные таким образом временные ряды по осадкам еще весьма коротки и к тому же неоднородны.

Другой подход заключается в использовании так называемого ретроспективного анализа (Reanalysis), реализованного в результате создания глобальной системы гидрометеорологических данных NOAA NCEP/NCAR Reanalysis [43]. В данную систему входит глобальный архив GDAS (Climate Data Assimilation System), содержащий глобальный архив разнообразных среднемесячных метеорологических данных с 1949 г. в узлах сетки ($1,875^\circ \times 1,875^\circ$), в том числе осадков и испарения. Несомненным достоинством его является оперативное пополнение с очень небольшим запаздыванием во времени и свободный доступ к информации в сети Интернет. Однако необходимо иметь в виду, что все оценки параметров в архиве GDAS являются модельными, т.е. результатом численного моделирова-

ния системы океан-атмосфера, которые корректируются данными наблюдений, включая спутниковый мониторинг. Заметим, что при использовании таких архивов необходимо очень осторожно относиться к полученным результатам и тем более к их интерпретации. Так, например, сравнение данных о ТПО в архиве GDAS с натурными данными ТПО по кораблю погоды «М» показало, что они обладают существенными систематическими ошибками [44]. Некоторые результаты изучения межгодовых колебаний осадков над океаном с использованием ретроспективного анализа приводятся, например, в работах [45, 46].

В качестве примера на рис. 8 приводится пространственное распределение линейного коэффициента детерминации осадков по акватории Северной Атлантики за период с 1949 по 2002 г. Нетрудно видеть, что распределение линейного тренда в осадках носит очаговый характер. Наряду с положительными, наблюдаются и отрицательные тренды, хотя в целом первые преобладают. Увеличение осадков отмечается над Северо-Атлантическим течением и течением Ирмингера, а также в центрально-экваториальном районе океана. Значимые отрицательные тренды концентрируются в зоне Северо-Пассатного и Антильского течений.

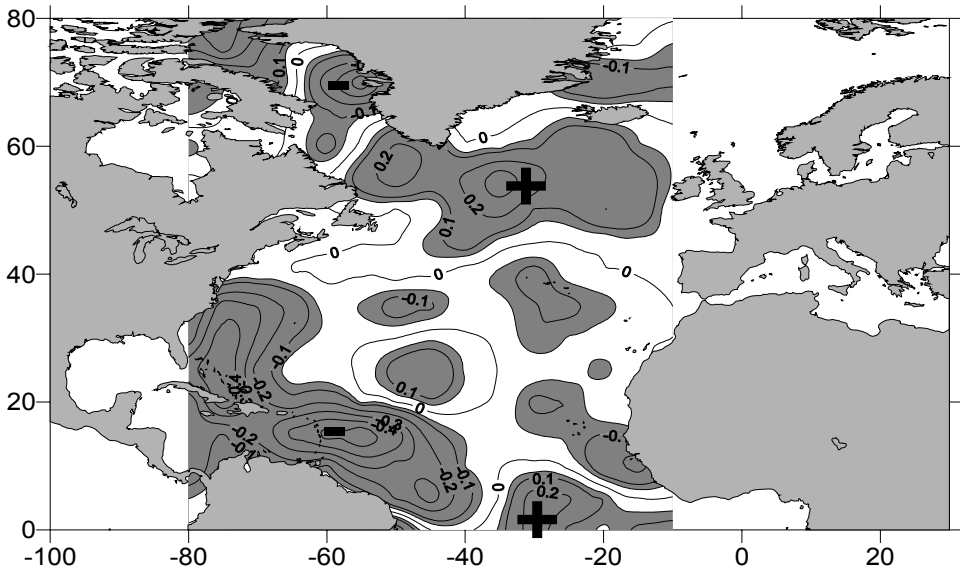


Рис. 8. Распределение коэффициента детерминации R^2 линейного тренда для осадков по акватории Северной Атлантики за период с 1949 по 2002 г. (знак R^2 соответствует знаку коэффициента тренда).

Увлажнение поверхности суши (УПС) представляет собой важнейший климатический фактор, обуславливающий изменчивость речного стока и, прежде всего, крупных рек. Основным показателем УПС является общее (абсолютное) увлажнение, т.е. разность между количеством осадков и суммарным испарением. В пределах достаточно крупных регионов межгодовая изменчивость осадков не только в холодный, но даже в летний период значительно превышает аналогич-

ную изменчивость суммарного испарения и поэтому является определяющим фактором формирования межгодовых колебаний стока крупных рек [41, 47].

Другой важнейшей характеристикой увлажнения является уровень бессточных и слабопроточных озер. На территории Европейской части России к ним относятся такие крупнейшие водоемы, как Каспийское море и Ладожское озеро. Естественно, что выявление генезиса и долгосрочный прогноз межгодовых колебаний уровня, особенно Каспийского моря, представляет не только важнейшую научную проблему, но и имеет огромное практическое значение. В работах [31, 47] предложена приближенная генетическая концепция этих колебаний. В соответствии с данной концепцией основным уровнеформирующим фактором являются процессы крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. Если вследствие этих процессов в холодный период года в Северной Атлантике резко возрастает эффективное испарение и циклоническая активность, то соответственно большее количество водяного пара будет переноситься в системе общей циркуляции атмосферы и синоптических вихрей на континент и большее количество осадков выпадет на ЕТР. В результате увлажнение усиливается и происходит увеличение весеннего и годового стока крупных рек, в том числе Волги. Увеличение годового стока Волги вызовет повышение уровня моря. Обратная картина должна наблюдаться при ослаблении эффективного испарения и циклонической активности в атмосфере.

Перспективы дальнейших исследований

Несмотря на многочисленные исследования по локальным проблемам, в целом состояние изученности колебаний вод гидросферы и компонент ГЦ является явно недостаточным. По-прежнему точность даже глобальных оценок компонент ГЦ над океаном, исключая речной сток, остается крайне низкой. В то же время некоторые компоненты ГЦ вообще не поддаются количественной оценке. В частности, это касается донного таяния ледников Антарктиды, которое в условиях современного потепления климата может давать по некоторым оценкам чуть ли не решающий вклад в повышение УМО. Впрочем, даже на суше, где мы имеем наиболее репрезентативную измерительную сеть за водами гидросферы, отмечаются значительные расхождения (вплоть до знака !) в оценках колебаний различных видов вод.

Поэтому несомненно, что *совершенствование методов измерения и расчетов составляющих влагообмена при различных масштабах пространственно-временного осреднения ещё на многие десятилетия останется наиболее важной и актуальной проблемой*. Естественно, что существенный прогресс в данном направлении вряд ли может быть достигнут в рамках традиционных в гидрометеорологии подходов.

Очевидно, весьма перспективным представляется путь разработки таких новых измерительных технологий (лазерных, радарных и др.), которые позволили бы выполнять дистанционное зондирование поверхности океана, суши и ледни-

ков с помощью различных измерительных комплексов и, главным образом, с помощью ИСЗ. В общем, для определения тех или иных компонент глобального водного баланса (2) может быть использована комбинированная система из дистанционных (спутниковых), гидрометрических, метеорологических и аэрологических данных.

Другое направление связано с разработкой новых более точных методов параметризации трудно определяемых компонент ГЦ. При этом очень важно, чтобы, с одной стороны, использовалось минимальное число определяющих и легко измеряемых параметров, а с другой – точность получаемых результатов, по крайней мере, не уступала бы точности традиционных методов расчета. Естественно, это требует определенного переосмысления существующих взглядов на процессы влагообмена в природе и введения новых физических гипотез. С точки зрения изучения колебаний вод гидросферы особый интерес представляет совершенствование методов параметризации горизонтального переноса атмосферной влаги, эффективного испарения с поверхности океана, увлажнения поверхности суши.

Очень важным с точки зрения решения многих научных и практических задач представляется *создание универсальной системы мониторинга вод гидросферы*. Её методологической основой может служить система балансовых уравнений (2). Поскольку точность отдельных компонент (2) существенно неодинакова, то речь идет, прежде всего, о тех из них, которые наиболее доступны: речной сток, осадки над континентами, уровень океана, влагосодержание атмосферы и т.д. При этом исключительно важное значение приобретает *разработка и ведение системы мониторинга уровня Мирового океана* как интегрального индикатора глобального водообмена.

Наконец, с практической точки зрения ещё одной весьма актуальной проблемой является *разработка методов долгосрочного прогноза важнейших компонент водного баланса: речного стока, увлажнения поверхности суши, колебаний уровня морей и бессточных озер и др.* Хотя определенные успехи в этом направлении в настоящее время имеются, тем не менее, можно отметить очевидную тенденцию: с увеличением заблаговременности прогноза точность его, как правило, ухудшается. Однако именно долгосрочные прогнозы главным образом необходимы при перспективном планировании хозяйственной деятельности человека.

Литература

1. Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. – М.: Научный мир, 1998. – 368 с.
2. Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. – М.: Мысль, 1974. – 448 с.
3. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеиздат, 1978.
4. Энциклопедия океан-атмосфера. / Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 464 с.
5. Федосеев П.А. История изучения основных проблем гидросферы. – М.: Наука, 1975. – 207 с.

6. *Малинин В.Н.* Общая океанология. Часть I. Физические процессы. – СПб.: изд. РГГМИ, 1998, 341 с.
7. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1974, 638 с.
8. *Михайлов В.Н., Добровольский А.Д.* Общая гидрология. – М.: Высшая школа, 1991.
9. *Сатклифф Р.* Глобальный водный баланс – геофизическая проблема. – Вопросы мирового водного баланса / Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1972, с. 8–14
10. *Виссмен У., Харбаф Т.И., Кнэпп Д.У.* Введение в гидрологию. / Пер. с англ. – Л.: Гидрометеиздат, 1979, 470 с.
11. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) WGI Third Assessment Report. Chapter 11. Changes in Sea Level. (Editors B.C.Douglas, A.Ramirez), 2000, 76 p.
12. *Levitus S., Antonov J., Boyer T.P., Stephens C.* Warming of the World Ocean. *Science*, 2000, 287, p. 2225–2229.
13. *Клиге Р.К.* Изменения глобального водообмена. – М.: Наука, 1985, 247 с.
14. *Barnett T.P.* The estimation of global sea level change: a problem of uniqueness, *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, C5, p. 7980–7988.
15. *Douglas B.C.* Global sea rise: a redetermination. *Survey in Geophysics*. 1997, 18, p.279–292.
16. *Gornits, V., Lebedeff, L., Hansen, J.* Global sea level trend in the past century. *Science*, 1982, 215, 1611–1614.
17. *Nakiboglu, S.M., Lambeck K.* Secular sea-level change. In: *Glacial Isostasy, Sea Level and Mantle Rheology*, (R. Sabadini, K. Lambeck and E. Boschi, Eds), Kluwer Academic Publ., 1991, 237–258.
18. *Гордеева С.М., Малинин В.Н.* О межгодовой изменчивости компонент водного баланса Балтийского моря.
19. *Васильев А.С., Луначев Ю.В.* Характерные закономерности поведения среднего уровня морей России в период потепления климата. – Труды ГОИН, 2000, вып. 207, с. 131–141
20. *Рева Ю.А.* Межгодовые колебания уровня Черного моря. – *Океанология*, 1987, т. 37, № 2, с. 211–219.
21. *Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю., Смирнов Н.П.* Сезонные и многолетние колебания уровня морей Северного Ледовитого океана. – СПб.: Изд. РГГМУ, 2000, 114 с.
22. *Инжебейкин Ю.И.* Колебания уровня Белого моря. – Екатеринбург: УрО РАН, 2003, 152 с.
23. *Малинин В.Н.* Современные изменения пресноводного баланса и уровня Мирового океана. В кн.: *Глобальные изменения природной среды*. – М.: Научный мир, 2004.
24. *Фукс В.Р.* Гидродинамические основы интерпретации альтиметрических съемок морской поверхности. – Колебания уровня в морях. – СПб.: изд. РГГМУ, 2003, с. 71–91.
25. *Cazenave A., Dominh K., Gennero M.C., Ferret B.* 1998: Global mean sea level changes observed by Topex-Poseidon and ERS-1. *Physical Chemical Earth*, 23, 1069–75.
26. *Mitchum G.T.*, 1998: Monitoring the stability of satellite altimeters with tide gauges. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15, 721–730.
27. *Cazenave A., Dominh K., Soudrarin L., Ponchaut FLe Provost C.* 1999: Sea level changes from TOPEX-POSEIDON altimetry and tide gauges and vertical crustal motions from DORIS. *Geophysical Research Letters*, 26, 2077–2080.
28. *Робин Д.К.* Изменение уровня океана. В кн.: *Парниковый эффект, изменение климата и экосистемы*. – Л.: Гидрометеиздат, 1989, с. 360–400.
29. *Котляков В.М., Лосев К.С., Лосева И.А.* Ледовый баланс Антарктиды. // *Изв. АН СССР, сер. геог.*, 1977, № 1, с. 19–33.
30. *World Water Resources of the Earth on the border XXI century.* London, Cambridge Press, 2002, 465 p.
31. *Малинин В.Н.* Влагообмен в системе океан-атмосфера. – СПб.: Гидрометеиздат, 1994, 194 с.
32. *Добролюбов С.А., Логутов О.Г.* Сезонная изменчивость компонентов пресноводного баланса в Северной Атлантике // *Метеорология и гидрология*. – 1997.– № 8.– С. 53–62.
33. *Schmitt R.W., P.S.Bogden and C.E.Dorman.* Evaporatoin minus precipitation and dencity fluxes for the North Atlantic//*J.Phys.Oceanogr.* – 1989. – V. 19. – No 9. – p. 1208–1221.

34. Xie P., Arkin P.A. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates and numerical model precipitation // J.Climate. – 1996. – V. 9. – p. 1403–1420.
35. Levizzari V., Satellite rainfall estimates: new perspectives for meteorology and climate from the EURAINSAT project. // Ann. Geophys., 2003, 46, N 2, p. 363–372.
36. Малинин В.Н., Радикевич В.М., Гордеева С.М., Куликова Л.А. Изменчивость вихревой активности атмосферы над Северной Атлантикой. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2003, 171 с.
37. Peixoto J.P., Oort A.H. Physics of climate. – New York: Amer.Inst.Phys., 1992. – 520 p.
38. Serreze M.C., Barry R.C. Walsh J.E. Atmospheric water vapor characteristics at 70°N // J.Climate. – 1995. – V. 8. – No 4. – p.709–731.
39. Groves D.G., Francis J.A. Variability of the Arctic atmospheric moisture budget from TOVS satellite data. // Journ. Geoph. Res., D2002, 107, N 24, ACL18/1 – ACL18/15.
40. Малинин В.Н. Межгодовая изменчивость зонального влагообмена в Северной Атлантике. // Труды РГГМУ, 1999, вып. 123. с.5–17.
41. Смирнов Н.П., Малинин В.Н. Водный баланс атмосферы как гидрологическая задача. – Л.: изд. ЛГУ, 1988.– 200 с.
42. Peixoto J.P., Oort A.H. The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. In: Variation global water budget. – D. Reidel, 1983, p. 5–65.
43. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NMC/NCAR 40–Year Reanalysis Project". Bull. Amer. Meteor. Soc., 1996, 77, 437–471.
44. Малинин В.Н., Гордеева С.М. Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик. – Мурманск: изд. ПИНРО, 2003, 164 с.
45. Walsh J.E., Portis D.H. Variations of precipitations and evaporation over the North Atlantic Ocean, 1958–1997. // Journ. Geoph. Res., 1999, v. 104, D14, p. 16613–16631
46. Roads J. NCEP-NCAR, NCEP-DOE and TRMM tropical atmosphere hydrological cycles. // J. Hydrometeorol., 2003, 4, N 5, p. 836–840.
47. Малинин В.Н., Проблема прогноза уровня Каспийского моря. – СПб.: изд. РГГМИ, 1994. – 160 с.