

УДК 551.461.22:[001.891:378.4]

doi: 10.33933/2074-2762-2020-60-269-305

Результаты исследований уровня моря в РГГМУ

В.Н. Малинин, С.М. Гордеева, Ю.В. Митина, О.И. Шевчук

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург,
malinin@rshu.ru

Систематические исследования уровня моря развиваются в РГГМУ в нескольких направлениях. Глобальное направление включает изучение закономерностей межгодовых колебаний уровня Мирового океана (УМО), выявление их генезиса и разработку комплекса методов его долгосрочного прогноза. В региональном плане внимание было уделено, прежде всего, уточнению генезиса межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря с целью его долгосрочного прогнозирования, а в локальном — закономерностям колебаний уровня моря в Невской губе, штормовым нагонам и их прогнозу.

Ключевые слова: уровень океана, климат, уровень Каспийского моря, уровень моря в Невской губе, межгодовая изменчивость, тренды, долгосрочный прогноз.

Results of sea level studies at RSHU

V.N. Malinin, S.M. Gordeeva, Yu.V. Mitina, O.I. Shevchuk

Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, Russia

Study of sea level is being developed at RSHU in several directions: global, regional and local. The global one includes the study of the patterns of interannual fluctuations of the global sea level (GLS), identification of their genesis and development of a set of methods for its long-term forecast. Two approaches to the genesis of GLS are considered. In foreign studies, changes in GLS are determined by changes in the water mass of various cryosphere components, land water reserves and steric level fluctuations. Another approach, implemented at RSHU, is to assess contributions of various factors using the equation of the freshwater balance of the World Ocean as the sum of eustatic and steric factors. A physical-statistical method for two-decade GLS forecasting, based on delay in the GLS response to air temperature over the ocean, has been developed, as well as the GLS projections at the end of the century for climatic scenarios according to the CMIP5 project have been provided.

In the regional context, the main attention is paid to identifying the genesis of the interannual variability of the Caspian Sea level with the aim of its long-term forecasting. The entire chain of cause-and-effect relationships in the North Atlantic-atmosphere-Volga basin-Caspian level system is discussed. It has been established that, as a result of the intensification of cyclonic activity in the North Atlantic, especially in the Norwegian Sea, caused by the processes of large-scale interaction between the ocean and the atmosphere, there is an increase in evaporation and in the zonal transfer of water vapour to Europe and then to the Volga basin. Therefore, more precipitation falls in the runoff-forming zone of the basin, the annual runoff of the Volga and the level of the Caspian Sea increasing. The reverse is observed with weakening of cyclonic activity in the North Atlantic. In view of this, the level of the Caspian Sea is an integral indicator of large-scale moisture exchange in the ocean-atmosphere-land system.

The article discusses the features of interannual sea level fluctuations in Kronstadt since 1836. A simple two-parameter model for forecasting sea level by the end of the 21st century is proposed for major climate scenarios, the predictors being the GSL and the North Atlantic Oscillation. According to the most realistic forecast, the level in Kronstadt may rise to 34-59 cm (Baltic system) by the end of the century, while according to the “pessimistic” one — to 80-90 cm (Baltic system). The estimates of the extreme storm

surge at which the level rise north of the Gorskaya can reach 600 cm (Baltic system) are given. The effect of flooding from storm surges is especially strong near Sestroretsk. The total area of possible flooding of the Kurortny district at a 4-m high surge wave exceeds 1260 hectares, all the beaches being completely lost. The trajectories of flood cyclones and their role for periods of climate warming and cooling are considered.

Keywords: sea level, climate, Caspian Sea level, Gulf of Finland level, interannual variability, trends, long-term forecast.

For citation: *V.N. Malinin, S.M. Gordeeva, Yu.V. Mitina, O.I. Shevchuk.* Results of sea level studies at RSHU. *Gidrometeorologiya i Ekologiya.* Hydrometeorology and Ecology (Proceedings of the Russian State Hydrometeorological University). 2020, 60: 269—305. [In Russian]. doi: 10.33933/2074-2762-2020-60-269-305

Введение

Уровенная поверхность является важнейшей характеристикой океана и климата. Достаточно сказать, что движения в океане, включая его общую циркуляцию, становятся возможными при наличии пространственных градиентов уровня. Поэтому изучение условий формирования колебаний уровня, его закономерностей и, особенно, его прогноз всегда относились к наиболее приоритетным задачам науки. Однако в течение длительного времени исследованиям в этой области в ЛГМИ уделялось крайне мало внимания, причем они носили разрозненный характер. Можно выделить лишь монографию [1], в которой приведены оценки сезонной и межгодовой изменчивости уровня морей российской Арктики.

Положение резко изменилось в середине 1980-х годов, когда ректор ЛГМИ Н.П. Смирнов организовал специальную группу, и в 1987 г. был заключен пятилетний договор с КаспНИРХом по изучению причин межгодовых колебаний уровня Каспийского моря и разработке методов его долгосрочного прогнозирования. Надо отметить, что данная проблема была крайне актуальной, она активно обсуждалась в прессе и рассматривалась на государственном уровне. Уже был разработан проект переброски части стока северных рек в Волгу, и Министерство водного хозяйства и мелиорации стало осваивать выделенные финансовые ресурсы. Обоснованием этого проекта стал разработанный в Институте водных проблем АН СССР и утвержденный в Правительстве СССР долгосрочный прогноз уменьшения уровня Каспийского моря вследствие усиления антропогенной деятельности в его водосборном бассейне. Дело в том, что в 1977 г. уровень моря достиг низшей отметки, которая составила –29 м. При дальнейшем падении уровня оголились бы нерестилища в северной части моря, в результате чего началось бы катастрофическое снижение рыбных запасов. Целый ряд известных русских писателей, а также несколько академиков выступили категорически против переброски стока и призвали общество поддержать это решение.

Начинать работы по уровню Каспия с нуля было весьма смелым и рискованным делом, ибо на тот момент этой проблемой занимались многие коллективы, имеющие значительный опыт. Уже было высказано немало разных предположений, написано много статей. Однако климатическая концепция формирования межгодовых колебаний уровня Каспийского моря, положенная в основу работ по договору, получила полную поддержку руководства КаспНИРХа и администрации

Астраханской области. Поэтому, несмотря на сложную финансовую ситуацию, возникшую в 1991 г., были изысканы возможности доведения работ до завершения. К сожалению, вскоре отсутствие финансирования привело к резкому сокращению научной деятельности в ЛГМИ, и научная группа распалась.

В текущем столетии интерес к исследованиям уровня моря неуклонно возрастал, и они стали развиваться в нескольких направлениях в рамках грантов РФФИ, Комитета по науке и высшей школе Правительства СПб, Государственных контрактов по Федеральным целевым программам «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009—2013 гг. и «Развитие научного потенциала высшей школы», хоздоговорных проектов и др. Глобальное направление включало изучение закономерностей межгодовых колебаний уровня Мирового океана (УМО) и разработку комплекса методов его долгосрочного прогнозирования. В региональном плане преимущественное внимание было уделено уточнению генезиса межгодовой изменчивости уровня Каспийского моря с целью его долгосрочного прогнозирования, а в локальном — закономерностям колебаний уровня Финского залива, формированию невских наводнений и их прогнозу. Именно этим вопросам и посвящена настоящая обзорная статья.

1. Изменчивость уровня Мирового океана и его долгосрочный прогноз

Очевидно, нет необходимости подробно обсуждать значимость изменений УМО. Достаточно сказать, что повышение УМО в результате глобального потепления делает неизбежным затопление равнинных прибрежных территорий многих стран, грозит катастрофическим ущербом для инфраструктуры побережья океанов и морей, усиливает штормовые нагоны и наводнения в устьях рек. Все крупнейшие мегаполисы США, Азии и Европы, включая Санкт-Петербург, построены на морском побережье и потенциально попадают в зону затопления и подтопления. Уже в 30-е годы текущего столетия в этой зоне может оказаться от 700 млн до 1 млрд человек, вследствие чего потребуются переселение многих десятков, если не сотен, миллионов человек.

В связи с этим во многих странах, особенно в США, на исследование данной проблемы тратятся огромные финансовые ресурсы. В России исследования УМО выполняются преимущественно в локальном и региональном масштабе. И только в РГГМУ во второй половине нулевых годов текущего столетия начались работы по изучению закономерностей межгодовых колебаний УМО, выявлению их генезиса, оценке вклада различных уровнеобразующих факторов в формирование тренда УМО, построению комплекса физико-статистических моделей долгосрочного прогноза УМО с различной заблаговременностью. Результатом их стал цикл публикаций в периодической печати ([2—12] и др.), а также издание единственной в России монографии [13], причем многие научные результаты были получены впервые.

Поскольку существует большое число различных по своей природе факторов, оказывающих влияние на формирование УМО, их целесообразно объединить в три большие группы [13, 14]: космогеофизические силы, геолого-геодинамические процессы, гидрометеорологические процессы. Космогеофизические силы вызывают деформационные колебания уровня, при осреднении которых

в глобальном масштабе происходит их нивелирование, вследствие чего они практически не сказываются на колебаниях глобального среднего уровня океанов. Из геолого-геодинамических процессов наиболее значимым в современных условиях является вертикальное движение земной коры. Однако оно носит разнонаправленный характер, и в масштабе межгодовых и десятилетних изменений может быть принята гипотеза о нивелировании (сглаживании) разнонаправленных вертикальных движений при их осреднении в глобальном масштабе [13, 15—17].

В результате приходим к достаточно очевидному выводу о том, что именно гидрометеорологические факторы оказывают доминирующее воздействие на изменения УМО. Анализ роли этих факторов свидетельствует о том, что изменения УМО ($\Delta h_{\text{МО}}$) без существенной потери точности можно представить в виде суммы гляциоэвстатических (составляющих водного баланса) факторов ($\Delta h_{\text{эвст}}$) и плотностных (стерических) изменений морской воды ($\Delta h_{\text{стер}}$):

$$\Delta h_{\text{МО}} = \Delta h_{\text{эвст}} + \Delta h_{\text{стер}}. \quad (1)$$

Принципиальное различие между ними состоит в том, что второй компонент обуславливает изменение объема Мирового океана (МО) без изменения его массы.

Естественно, что в течение многих десятилетий изучение закономерностей колебаний УМО осуществлялось по футшточным (береговым) данным. В этом случае возникает целый ряд неопределенностей. К ним относятся пространственная неоднородность в распределении прибрежных станций с длительными рядами наблюдений, невозможность измерения уровня вне береговой черты и т. п. Тем не менее разными авторами построено значительное число длительных временных рядов УМО. В России единственный ряд межгодовых колебаний УМО был реконструирован в РГГМУ за период с 1861 по 2005 г. (рис. 1), т. е. за 145 лет [11].

На рис. 1 видно, что средняя скорость роста уровня Мирового океана за рассматриваемый период составляла около 1,4 мм/год, причем тренд описывает 94 %

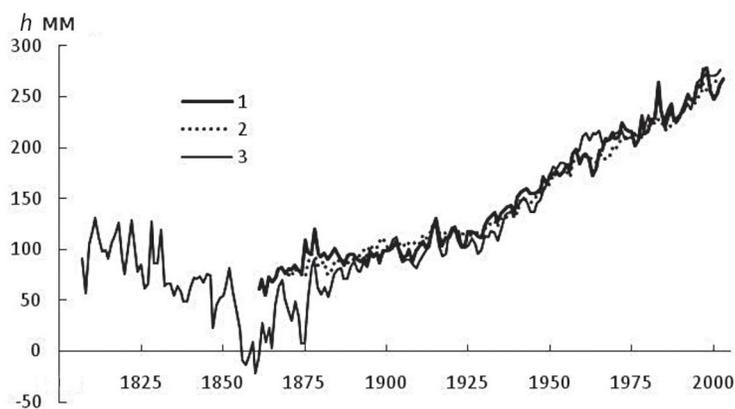


Рис. 1. Межгодовой ход УМО, рассчитанного разными авторами.

1 — модель РГГМУ [11], 2 — данные [18], 3 — данные [19].

Fig. 1. The interannual GSL variation, calculated by different authors.

1 — model of the RSHU [11], 2 — data from [18], 3 — data from [19].

дисперсии исходного ряда. Наличие мощного линейного тренда является главной закономерностью межгодовых колебаний УМО. В течение XX столетия значение тренда достигало почти 1,8 мм/год. Подробное описание колебаний УМО по береговым данным дается в работе [13]. Статистическая модель колебаний УМО РГГМУ полностью совместима с реконструкциями УМО других авторов [18, 19], полученными в том числе с использованием данных более 1000 станций из глобального архива данных футшточных наблюдений PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level). Определенные преимущества этой модели перед западными аналогами заключаются в том, что, не уступая им в точности, для расчета УМО она требует минимум исходной информации, а именно данные только нескольких стационарных береговых станций.

В отличие от береговых данных метод спутниковой альтиметрии позволяет получить оценки уровня поверхности океана практически для всей его акватории. В настоящее время доступны альтиметрические оценки морского уровня начиная с ноября 1992 г. Исходные альтиметрические данные покрывают океан от 66° с.ш. до 66° ю.ш., имеют пространственное разрешение 1/3°, дискретность 9,9 сут и точность расчета около 4 см. Неопределенности оценок морского уровня обусловлены методическими аспектами преобразования необработанных спутниковых измерений в реальные оценки морского уровня, необходимостью учета атмосферных условий, ветровых волн и приливов, а также гляциоизостатического приспособления, в результате чего происходит некоторое увеличение площади океанских бассейнов из-за отступления суши в конце последнего ледникового периода. Приблизительно скорость их увеличения оценивается в –0,3 мм/год с ошибкой не менее 50 % [20].

Согласно альтиметрическим данным линейный тренд УМО с 1992 г. равен 3,1 мм/год, причем за последние 10 лет он практически не изменялся. Случайная ошибка тренда УМО составляет около 0,4 мм/год, а коэффициент детерминации тренда описывает почти 95 % дисперсии исходного ряда. Естественно, УМО не может возрастать одинаково на всей акватории океана. Наиболее ярко его рост был выражен в Тихом океане, где его максимальные отметки достигают 10 мм/год. В то же время на акватории Тихого океана есть несколько очагов с отрицательным трендом. Однако максимальное понижение уровня происходит вдоль восточной периферии Гольфстрима, где оно достигает 6—8 мм/год.

Принципиальным является вопрос выявления причин и механизмов (генезиса), вызывающих изменения УМО, без чего невозможно достоверно осуществлять его долговременные прогнозы. Изучение генезиса межгодовых колебаний УМО возможно на основе двух основных подходов. Исходя из уравнения баланса вод в гидросфере, представляющей собой систему взаимодействующих резервуаров, состоящих из океана, атмосферы, криосферы и вод суши, изменения УМО можно представить в виде [13]

$$\Delta h_{\text{МО}} = \Delta h_{\text{эвт}} + \Delta h_{\text{стер.}} = A_{\text{МО}}^{-1} (-\Delta V_{\text{К}} - \Delta V_{\text{Л}} + \Delta V_{\text{стер.}}), \quad (2)$$

где $\Delta h_{\text{МО}}$ — внутригодовые изменения УМО; $A_{\text{МО}}$ — площадь Мирового океана (МО); $\Delta V_{\text{К}}$ — изменения массы воды криосферы; $\Delta V_{\text{Л}}$ — изменения запасов поверхностных и подземных вод суши; $\Delta V_{\text{стер.}}$ — стерический компонент УМО. Изменениями влаги в атмосфере пренебрегается ввиду их малости.

Именно уравнение (2) используется в зарубежных исследованиях по оценке вклада разных факторов в изменения УМО. Обобщение полученных результатов приводится в Оценочных докладах межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) и представлены в многочисленных публикациях ([20—25] и др.).

Другой подход, развиваемый в РГГМУ, состоит в том, что оценка вклада различных факторов осуществляется с использованием уравнения пресноводного баланса Мирового океана как сумма эвстатических и стерического факторов. Исходя из этого имеем:

$$\Delta h_{\text{МО}} = \Delta h_{\text{эвст}} + \Delta h_{\text{стер}} = A_{\text{МО}}^{-1} (P_{\text{МО}} + M + I - E_{\text{МО}} + \Delta V_{\text{стер}}), \quad (3)$$

где $P_{\text{МО}}$ — количество осадков, выпадающих на акваторию МО; M — материковый (поверхностный и подземный) сток в МО; I — ледниковый сток в МО; $E_{\text{МО}}$ — испарение с акватории МО.

В основе этих подходов лежит метод трендов, т. е. выполнение расчетов за различные промежутки времени линейных трендов уровнеобразующих факторов и последующее сравнение их суммы с фактическим трендом УМО. Понятно, что метод трендов адекватен лишь для монотонных рядов и позволяет только приближенно судить о вкладе отдельных факторов, поскольку сильно зависит от величины тренда и вклада коэффициента детерминации тренда R^2 в дисперсию исходного процесса. Известно, что для коротких рядов величина тренда существенно зависит от их длины и при изменении длины всего лишь на один момент времени она может сильно меняться и даже изменять знак. К счастью, коэффициент R^2 в последние десятилетия превышает 0,90, т. е. на случайные колебания приходится малая дисперсия.

Более точный способ оценки вкладов разных факторов в изменения УМО предложен в работе [13] и заключается в использовании дисперсионного анализа в виде стандартизированной модели множественной линейной регрессии. С этой целью вначале задается матрица уровнеобразующих факторов и далее в нее вносятся невязка, определяемая как разность фактического уровня и вычисленного по сумме вкладов уровнеобразующих факторов. Коэффициент детерминации такой модели всегда равен единице. После этого, переходя к стандартизированным переменным, нетрудно определить оценки вкладов в виде доли дисперсий от межгодовых колебаний УМО с помощью регрессионного уравнения. Если при использовании метода трендов невязка характеризует систематическую ошибку, то в данном случае она отражает суммарную погрешность.

Как видно из уравнений (2) и (3), уровнеобразующие факторы формируют внутригодовые изменения УМО, в межгодовом ходе которого тренда нет и в поmine. Казалось бы — тупик. Однако в работе [3] установлено, что формирование тренда в колебаниях УМО можно рассматривать в виде статистической модели по типу «случайного блуждания». Суть ее состоит в последовательном суммировании внутригодовых приращений уровня ($\Delta h_{\text{МО}}$), представляющего собой стационарный случайный процесс, развивающийся в виде модели «красный шум». Тренд этого нового ряда полностью идентичен тренду среднегодовых значений УМО, т. е. $Tr(\sum \Delta h_{\text{МО}}) = Tr(h_{\text{МО}})$. Физический смысл данного результата состоит

в том, что при оценке вклада разных факторов в формирование тренда УМО представляется возможным использовать уравнения пресноводного баланса океана и изменений баланса вод в гидросфере.

Обобщающие результаты многочисленных исследований по оценке вкладов различных факторов в тренд УМО для эпохи спутниковых наблюдений представлены в табл. 1. В первых двух столбцах этой таблицы приводятся результаты, заимствованные из Оценочных докладов МГЭИК [21, 22]. В третьем и четвертом столбцах представлены новые оценки вкладов уровнеобразующих факторов, причем звездочкой отмечен период 2002—2017 гг. Это связано с запуском в 2002 г. спутников последнего поколения GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), которые могут измерять массу воды в океане, в ледниках и на суше. В результате УМО определяется по внешне очень простой формуле [23]:

$$\Delta h_{\text{альт}} = \Delta h_{\text{стер}} + \Delta h_{\text{масс}}.$$

Здесь $h_{\text{стер}}$ рассчитывается по данным буев АРГО до глубины 1500—2000 м, а величина $h_{\text{масс}}$, называемая баристатическим уровнем, вычисляется с помощью данных спутников GRACE.

Спутники GRACE проводят измерения аномалий гравитационного поля Земли начиная с марта 2002 г. Регистрируя малейшие отклонения от ожидаемой орбиты и скорости движения спутников, можно отдельно определять изменения массы ледников Антарктиды ($\Delta S_{\text{ант}}$), Гренландии ($\Delta S_{\text{грелл}}$), горных ледников ($\Delta S_{\text{гор.ледн}}$), Мирового океана ($\Delta S_{\text{МО}}$) и влагозапасов суши ($\Delta S_{\text{суш}}$):

$$\Delta h_{\text{масс}} = \Delta S_{\text{ант}} + \Delta S_{\text{грелл}} + \Delta S_{\text{гор.ледн}} + \Delta S_{\text{МО}} + \Delta S_{\text{суш}}. \quad (4)$$

Конечно, каждому из приведенных выше компонентов водного баланса свойственны различные неопределенности, набор которых весьма значителен, однако при их сложении ошибки в значительной степени компенсируются и баристатический уровень после его сложения со стерическим уровнем дает хорошее

Таблица 1

Вклад различных факторов в формирование тренда уровня Мирового океана по данным отчетов МГЭИК и работ зарубежных исследователей
Contributions of various factors to the formation of the trend in the global sea level according to the IPCC reports and works of foreign researchers

Факторы	Оценка тренда, мм/год			
	1993—2003 [21]	1993—2010 [22]	1993—2017 [24]	Март 2002 г. — июнь 2017 г. [26]
Термическое расширение	1,6 ± 0,5	1,1	1,65	—
Ледники и ледниковые шапки	0,77 ± 0,22	0,76	0,51*	0,66
Гренландский ледниковый щит	0,21 ± 0,07	0,33	0,66*	0,80
Антарктический ледниковый щит	0,21 ± 0,35	0,27	0,19*	0,40
Влагозапасы суши	—	0,38	—	−0,28
Сумма	2,8 ± 0,7	2,8	3,01	1,58
Наблюденный уровень	3,1 ± 0,7	3,2	3,1	3,1

* Период 2002—2017 гг.

соответствие с альтиметрическим уровнем МО [23, 24, 26—28]. Оценка стерических колебаний является очень сложным делом вследствие заведомо неоднородного пространственного распределения буев АРГО, которое к тому же постоянно изменяется, причем год от года их число может изменяться до 50 %. Из-за возникающих неопределенностей, подробное описание которых дается в работе [29], погрешность оценки трендов в стерических колебаниях уровня становится сравнимой с самой величиной тренда.

Как видно из табл. 1, именно стерический компонент, который обусловлен теплосодержанием океана, дает максимальный вклад (до 50 %) в тренд УМО, но при этом его погрешность по абсолютной величине (1 мм/год) больше вклада любого другого уровнеобразующего фактора. Из табл. 1 также следует, что отмечаются значительные расхождения в оценках вклада ледовых компонентов. Удивительно, что использование спутника GRACE для одного и того же периода наблюдений, но разными авторами [24, 26] приводит к расхождению оценок вклада Антарктиды в два раза! Кроме того, непонятна роль суммарных влагозапасов на суше. По одним данным они возрастают, по другим — уменьшаются. К сожалению, их изменчивость, особенно подземных вод, практически невозможно проконтролировать.

Обратимся теперь к табл. 2, в которой приводятся оценки вклада различных факторов в формирование тренда УМО за различные периоды времени на основе уравнения (3). Оценка стерических колебаний за 1993—2017 гг. заимствована из работы [24]. Способы оценок других трендов приводятся в работе [13]. Периоды 1993—2003 и 1993—2017 гг. взяты с целью сравнения с оценками зарубежных исследователей. Из сопоставления табл. 1 и 2 следует, что в целом за период 1993—2017 гг. роль трендов суммарного стока с Гренландии и твердого стока с Антарктиды в трендах баланса массы этих ледниковых щитов является определяющей.

Таблица 2

Оценки вклада трендов различных факторов в формирование тренда УМО с использованием уравнения пресноводного баланса Мирового океана за различные периоды времени

Estimates of the contribution of trends of various factors to the formation of the GSL trend using the freshwater balance equation of the World Ocean for different periods of time

Источник роста УМО	Оценка тренда, мм/год		
	1980—2005 гг. [13]	1993—2003 гг. [13]	1993—2016 гг. [9]
Стерические колебания	0,30	1,60	1,65
Суммарный сток с Гренландии	0,14	0,22	0,50
Твердый сток с Антарктиды	0,24	0,44	0,23
Приток материковых вод	0,16	0,19	0,12
Вертикальный влагообмен (осадки минус испарение)	0,62	0,43	0,66
Суммарный вклад факторов	1,56	2,88	3,16
Рост УМО по данным наблюдений	1,79	3,10	3,10
Дисбаланс (невязка)	0,23	0,22	0,08

Оценим роль горных ледников. На наш взгляд, зарубежные исследователи допускают принципиальную ошибку, рассматривая таяние горных ледников в качестве вклада в изменения УМО. Таяние горных ледников, которое действительно весьма существенно, может давать непосредственный вклад в изменения УМО только в случае ледников, расположенных на островах в Северном Ледовитом океане, и, возможно, частично с территории Аляски, поэтому вряд ли превышает 0,1 мм/год. Горные ледники, находящиеся в Европе, Азии, Африке и Южной Америке, могут влиять на УМО, очевидно, только через приток речных вод к океану. Кроме того, значительная часть тающих ледников находится в области внутреннего стока, т. е. эта вода вообще не может попасть в океан. Поэтому отнесение их вклада в тренд УМО представляется более чем сомнительным.

В действительности ситуация, как нам представляется, выглядит следующим образом. В течение длительного времени происходит уменьшение поступления водяного пара с океана на материки вследствие того, что положительный тренд в осадках над МО превышает тренд в испарении. На рис. 2 приводится межгодовой ход испарения и осадков над МО за период 1980—2016 гг., рассчитанный по данным архива реанализа NCEP/NCEP Reanalysis-2, который находится в свободном доступе по адресу <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.gaussian.html>.

Методические аспекты оценки указанных характеристик рассмотрены в работе [8]. Нетрудно видеть, что линейный тренд в осадках ($Tr = 0,488$ см/год) заметно выше тренда в испарении ($Tr = 0,420$ см/год). В результате получаем, что тренд в эффективном испарении ($E-P$) составляет $Tr = -0,068$ см/год. Межгодовая изменчивость $E-P$ обсуждается в работе [10]. В силу относительно небольшой

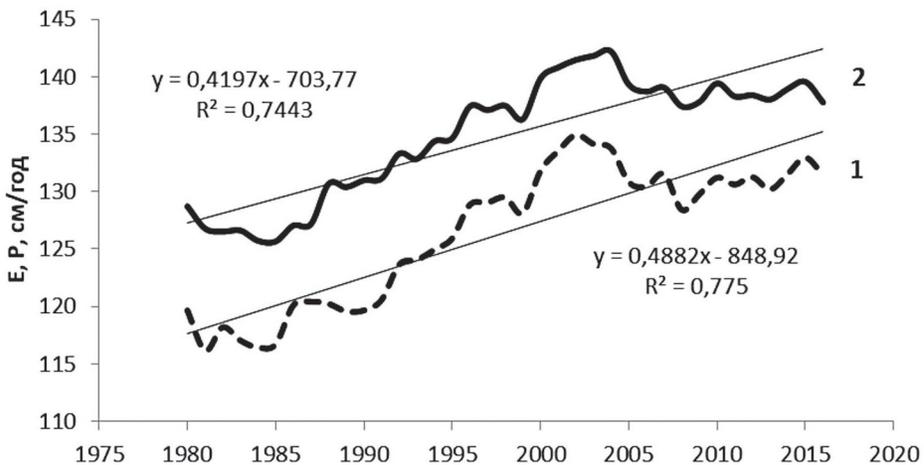


Рис. 2. Межгодовой ход осадков (1) и испарения (2) над Мировым океаном за 1979—2016 гг.

Fig. 2. Interannual variation of precipitation (1) and evaporation (2) over the World Ocean for 1979—2016.

длины временных рядов испарения и осадков их тренды недостаточно устойчивы. Так, за промежуток времени 2002—2016 гг. они оказываются отрицательными, хотя тренд в $E-P$ практически не изменился ($Tr = -0,067$ см/год). Однако, несмотря на тенденцию уменьшения поступления водяного пара с океана на материки, вследствие интенсивного таяния горных ледников суммарные влагозапасы на суше, в том числе подземные воды, восполняются и пока что не испытывают дефицита.

Из табл. 2 видно почти полное сходство вычисленных и фактических значений УМО, особенно за период 1993—2017 гг. Существенно ниже точность при использовании уравнения (1) баланса вод криосферы и суши. Если же исключить в табл. 1 тренд таяния ледников из числа уровнеобразующих факторов, то становится очевидным появление огромной невязки (дисбаланса) между рассчитанными и фактическими значениями тренда в УМО.

Проекция уровня Мирового океана на перспективу. В РГГМУ предложен и разработан комплекс методов долгосрочного прогноза УМО: на длительную перспективу (столетие), на ближнюю перспективу (несколько десятилетий) и на текущий период (несколько лет). Такое деление обусловлено, с одной стороны, физическими закономерностями колебаний УМО и влиянием на них уровнеформирующих факторов, а с другой — практическими запросами потребителей.

Несомненно, что изменения глобальной температуры воздуха (ГТВ) являются важнейшим определяющим фактором колебаний УМО, однако влияние ГТВ сильно «размазано» во времени. Так, нагревание (охлаждение) океана сверху и перераспределение тепла по глубине достигает нижней границы главного термоклина вследствие малых вертикальных скоростей в течение нескольких десятилетий. В таянии ледниковых покровов Гренландии и Антарктиды отмечается значительное запаздывание на изменения ГТВ, которое может составлять многие десятки и даже сотни лет.

Поэтому, несмотря на относительное похолодание климата в 1941—1975 гг., УМО продолжал повышаться (см. рис. 1). На основе статистических расчетов в работе [7] показано, что максимальный отклик влияния ГТВ на УМО отмечается спустя два ($R^2 = 0,44$) и три ($R^2 = 0,50$) десятилетия. Это свидетельствует о возможности построения прогноза УМО на несколько десятилетий на основе данных о температуре воздуха над океаном.

Для определения оптимальных моделей колебаний УМО в зависимости от температуры воздуха над океаном была использована процедура сдвиговой пошаговой множественной регрессии [7]. По зависимой выборке (1901—1999 гг.) был определен сдвиг $\tau = 21$ год, для которого влияние температуры воздуха на колебания УМО проявляется максимальным образом. В результате этого оказалось возможным выполнить расчет прогностических оценок УМО до 2028 г. (рис. 3). Проверка полученных результатов выполнена через 10 лет после публикации прогноза путем наложения независимых альтиметрических оценок УМО. Как видно из рис. 3, альтиметрический УМО хорошо соответствует осредненной кривой по 19 моделям УМО. В ближайшие годы из-за заметных отклонений

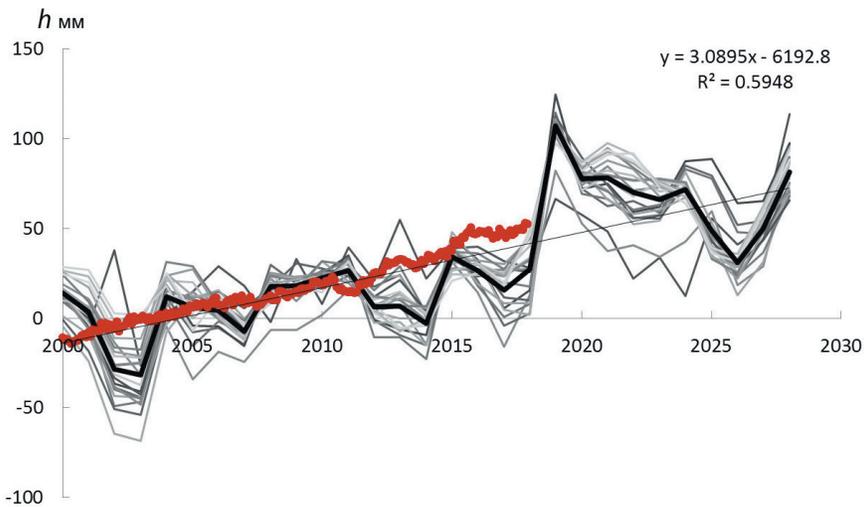


Рис. 3. Прогностические значения УМО за период 2000—2028 гг., рассчитанные для различных шагов (переменных) от $m = 1$ до $m = 19$.

Жирная черная кривая — осреднение по 19 моделям УМО, красная кривая — альтиметрический уровень Мирового океана.

Fig. 3. Predicted values of the GSL for 2000-2028, calculated for various steps (variables) from $m = 1$ to $m = 19$.

The bold black line is the averaged curve for 19 GSL models, the red curve is the altimetric level of the World Ocean.

прогностических оценок УМО от трендового компонента можно ожидать проекции УМО вблизи тренда.

Вследствие недостаточности наших знаний об изменчивости природных процессов построение детерминированных прогнозов характеристик климата на длительную перспективу представляется крайне сложным делом. Обычно для этого используются климатические сценарии МГЭИК, на основе которых рассчитываются оценки изменений глобального климата до 2100 г. с помощью комплекса (ансамбля) моделей общей циркуляции атмосферы и океана. Наиболее широкое распространение эти модели получили в рамках проектов СМIP3 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 3) и СМIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5), результаты которых использовались соответственно в [21, 22]. При этом прогностические результаты, рассчитанные по отдельным моделям, характеризуются значительными расхождениями. В результате неопределенность оценок такого подхода очень велика. Так, даже для глобальной температуры воздуха она составляет $4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 2100 г. Для уменьшения неопределенности отдельных моделей обычно выполняется усреднение по всему комплексу моделей.

В табл. 3 представлены результаты прогноза ГТВ и УМО на конец столетия для четырех базовых сценариев изменений климата [22]. Нетрудно видеть, что разброс оценок УМО отмечается в диапазоне 26—82 см.

Прогностические оценки уровня Мирового океана на 2081—2100 гг.
 для сценариев СМIP5 на основе моделей климата (IPCC, 2013),
 по спутниковым данным за 1993—2018 гг. и береговым данным за 1960—2005 гг.
 Predicted estimates of the Global Sea level for 2081—2100 for CMIP5 scenarios based on
 climate models (IPCC, 2013), satellite data for 1993—2018 and coastal data for 1960—2005

Сценарий СМIP5	Прогноз ГТВ (°C) экспертами МГЭИК (IPCC, 2013, с. 1031)	Прогноз УМО (м) экспертами МГЭИК (IPCC, 2013, с. 1180)	Статистический прогноз УМО (м) по спутниковым данным за 1993—2018 гг. [9]	Статистический прогноз УМО (м) по береговым данным за 1960—2005 гг. [13]
RCP2.6	0,3—1,7	0,26—0,55	0,12—0,17	0,03—0,18
RCP4.5	1,1—2,6	0,32—0,63	0,09—0,28	0,12—0,28
RCP6.0	1,4—3,1	0,33—0,63	0,13—0,34	0,15—0,33
RCP8.5	2,6—4,8	0,45—0,82	0,28—0,56	0,28—0,51

Другой вариант более простого экспертного прогноза состоит в использовании статистических методов. Сравнение годовых значений УМО за период 1993—2017 гг. с данными аномалий глобальной приповерхностной температуры воздуха ($\Delta ГТВ$), взятых из архива HadCRUT4, показало наличие между ними хорошо выраженной линейной связи, которая аппроксимируется уравнением регрессии вида

$$\Delta h_{\text{МО}} (\text{мм}) = 127,0 \Delta ГТВ - 50,55.$$

Коэффициент детерминации данной связи $R^2 = 0,80$, а стандартная ошибка оценки УМО $\sigma_{y(x)} = 12,7$ мм.

В предположении стационарности (неизменности) данной зависимости до конца столетия нетрудно рассчитать прогностические оценки УМО для четырех климатических сценариев СМIP5 (IPCC, 2013), которые также приводятся в табл. 3. Дополнительно в той же таблице представлены оценки УМО, полученные по связи береговых данных с ГТВ за более длительный период (1960—2005 гг.) [13]. Поскольку прогностические оценки УМО по спутниковым и береговым данным за разные промежутки времени почти совпадают, то это подтверждает неизменность связи УМО с ГТВ с 1960 г. Оценки УМО, полученные статистическим методом, несколько ниже по сравнению с оценками МГЭИК. Очевидно, это нижние пределы роста УМО. Такие прогнозы можно считать оптимистическими. Однако в связи с возможным ускорением темпов глобального потепления очень вероятно ускорение роста УМО.

По мнению многих исследователей даже высшая оценка УМО по сценарию RCP8.5 с очень высокой вероятностью окажется заниженной к концу XXI века. Причиной этого называется резкое усиление таяния ледникового щита Гренландии, частичное разрушение Западно-Антарктического щита Антарктиды и увеличение теплосодержания океана [20, 22—24, 30]. Конечно, в условиях очень высокой неопределенности экспертных прогностических оценок указанных факторов давать конкретные прогнозы УМО вряд ли возможно. Тем не менее экспертные оценки прогноза УМО [30] показывают, что по самому экстремальному (крайне пессимистическому) сценарию УМО будет расти экспоненциально. Оценка УМО,

равная 2,5 м в 2100 г., достигается при тренде 44 мм/год за 2080—2010 гг., причем вероятность достижения отметки 2,5 м по сценарию RCP8.5 составляет 0,1 %, т. е. очень мала.

2. Уровень Каспия как индикатор крупномасштабного влагообмена в системе океан — атмосфера — суша

Экономическое значение Каспийского моря для населения прибрежных государств трудно переоценить. Кроме того, Каспий — уникальный водоем, не имеющий аналогов в мире по биологическому многообразию флоры и фауны. Социально-экономическое развитие в прибрежной зоне моря связано с колебаниями уровня. Негативное воздействие изменения уровня отражается на рациональном использовании природного потенциала, в частности земельных, рыбных, рекреационных ресурсов, а также ресурсов нефти и газа. Поэтому изучение причин межгодовых колебаний, и особенно долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря (УКМ), является чрезвычайно актуальной проблемой. Достаточно сказать, что в 60—70-е годы прошлого столетия гидрометеорологическая наука «проспала» длительный подъем уровня, начавшийся в конце 70-х годов, вследствие чего экономический ущерб исчислялся в миллиардах долларов.

С тех пор прошло полвека, придумано несколько десятков методов сверхдолгосрочного прогноза УКМ, обзор которых содержится в [31], но ни один из них не получил полного признания, и мы до сих пор не можем уверенно говорить о том, когда начнется новый длительный рост (снижение) УКМ. Это связано с тем, что до настоящего времени «отсутствует ясное понимание механизмов, управляющих изменчивостью уровня» [31]. На наш взгляд, принципиальной методологической ошибкой многих исследователей является то, что они пытаются построить прогностические модели непосредственно с годовыми значениями УКМ. В этом случае *теряется физический смысл полученных связей, ибо прогнозировать надо приращения уровня, которые, как видно из формулы (5), позволяют физически правильно рассчитывать сам УКМ.*

Действительно, уровень замкнутого водоема в некоторый конечный момент времени t может быть выражен следующей формулой:

$$h_t = h_0 + \int_0^t \frac{\partial h}{\partial t} dt, \quad (5)$$

где h_t и h_0 — уровень водоема в конечный и начальный момент времени соответственно, $\partial h / \partial t$ — частная производная уровня моря за период t .

Гидрологическая система «Каспийское море». О причинах межгодовых колебаний УКМ в середине 80-х годов, когда стало ясно, что угроза обмеления моря исчезла, говорилось много на самом разном уровне. Фантастические гипотезы высказывались даже серьезными учеными. Например, академик Шило [32] предполагал, что повышение УКМ вызвано увеличением поступления ювенильной воды через дно моря в результате тектонического сжатия горных пород. Понятно, что это и близко не соответствовало действительности.

В ЛГМИ за основу исследований была принята климатическая обусловленность межгодовых колебаний уровня моря. В результате детального анализа цепочки причинно-следственных связей колебаний УКМ до внешних «управляющих» факторов было выявлено, что их генезис (происхождение) следует искать в процессах крупномасштабного влагообмена в системе океан — атмосфера — суша и что именно здесь может находиться «ключ» к построению физически обоснованных моделей долгосрочного прогноза составляющих водного баланса и уровня моря.

История показала правильность такого подхода. Итогом исследований по хоздоговору с КаспНИРХ стала монография [33], в которой впервые была сформулирована климатическая гипотеза: «если вследствие крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике эффективное испарение оказывается выше нормы, то большее количество влаги будет переноситься на континент и соответственно большее количество осадков выпадает в бассейне Волги. Следовательно, происходит увеличение годового стока и наблюдается положительное приращение уровня моря. Обратная картина отмечается при ослаблении эффективного испарения в Северной Атлантике. Таким образом, именно изменчивость эффективного испарения является, очевидно, наиболее важным «уровнеобразующим» фактором». В дальнейших исследованиях осуществлялось ее уточнение и детализация [34—38].

Для анализа колебаний УКМ было введено понятие *гидрологической системы «Каспийское море»*, под которой понимается собственно море, его водосборный бассейн и атмосфера над морем и бассейном [33]. Данную систему для годовых значений параметров можно описать соответствующими уравнениями водного баланса, складывая которые, получим:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\oint F_n dL - \frac{\partial S_{\sigma}}{\partial t} - \frac{\partial W_{\sigma m}}{\partial t}. \quad (6)$$

Левый член уравнения (6) характеризует внутригодовые изменения объема воды в Каспии, первый член справа — результирующий приток (отток) вертикально интегрированного горизонтального потока водяного пара через боковые границы системы «Каспийское море плюс водосборный бассейн», второй член — внутригодовые изменения запасов влаги в почвенно-грунтовой толще этой системы, третий член — внутригодовые изменения влагосодержания атмосферы над этой системой, которыми можно пренебречь без существенной потери точности.

В соответствии с теоремой Остроградского — Гаусса первый член справа при его делении на площадь под контурным интегралом соответствует дивергенции вертикально интегрированного горизонтального полного потока водяного пара ($\text{div}F$). Итак, *изменения объема вод моря описываются комплексом разных по природе гидрологических и метеорологических факторов, имеющих различную пространственно-временную изменчивость и определяемых с существенно неодинаковой точностью.*

Наземная (поверхностная) ветвь гидрологической системы «Каспийское море» включает уравнение водного баланса моря

$$\Delta h = \Delta V/A = A^{-1}(Q_6 + U_6 - Q_{\text{КБГ}} + P_M - E_M), \quad (7)$$

где Δh — внутригодовые приращения УКМ, Q_6 — приток речных вод, U_6 — приток подземных вод, $Q_{\text{КБГ}}$ — отток морских вод в залив Кара-Богаз-Гол, P_M — осадки на акваторию, E_M — испарение с акватории моря. В данном уравнении не учитываются стерические колебания уровня, а также водообмен через дно моря. Поскольку компоненты уравнения (7) непосредственно влияют на уровень моря, то они являются первичными (внутренними) уровнеобразующими факторами. В свою очередь, каждый из них зависит от множества других факторов, которые опосредованно воздействуют на морской уровень, и, следовательно, их можно рассматривать как вторичные (внешние) уровнеобразующие факторы.

Принципиальная особенность данного уравнения состоит в том, что формирование внутригодовых приращений уровня моря происходит двумя совершенно разными путями. С одной стороны, они зависят от процессов влагообмена через поверхность моря, а с другой — от зоны формирования стока Волги, находящейся за тысячи километров от самого моря в совершенно иных климатических условиях. Дело в том, что U_6 и $Q_{\text{КБГ}}$ дают значительно меньший вклад в приращения уровня, а величина Q_6 практически полностью зависит от стока Волги (Q_B), который составляет около 80 % суммарного притока и примерно на 80 % определяет его дисперсию. При этом сам сток Волги формируется преимущественно в лесной зоне европейской части России.

В работе [33] показано, что зависимость между $\partial V/\partial t$ и годовым стоком Волги за столетний период (1890—1990 гг.) носит линейный характер с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,64$, т. е. примерно две трети межгодовой изменчивости приращения уровня обусловлены притоком речных вод, сформированным в лесной зоне бассейна Волги. Именно здесь за счет межгодовой изменчивости увлажнения поверхности суши формируется генетический сигнал, который затем как сток Волги поступает в море и в значительной степени влияет на межгодовые колебания уровня. Важно и то, что ряды Q_6 и Δh , обладающие совершенно разной физической природой, имеют очень близкую спектральную структуру межгодовой изменчивости, что также подтверждает генетическую обусловленность формирования Δh от Q_B [35, 39].

Подробная оценка второго члена справа в уравнении (6) выполнена в работе [33]. С учетом преобладающей роли стока Волги в приращениях уровня Каспия, можно записать

$$\partial S_6/\partial t \approx \partial S_B/\partial t, \quad (8)$$

где $\partial S_B/\partial t$ — внутригодовые изменения запасов поверхностных и подземных вод в стокоформирующей части бассейна Волги, находящейся в условиях избыточно-го и достаточного увлажнения.

Поскольку прямые оценки $\partial S_B/\partial t$ практически невозможны, то обратимся к уравнению водного баланса системы «атмосфера — литосфера» для бассейна Волги без учета влагосодержания атмосферы в следующем виде:

$$\partial S_B/\partial t = -\text{div} \mathbf{F} - Q_B. \quad (9)$$

В работе [40] выполнена оценка значений $\operatorname{div} \mathbf{F}$ и речного стока Волги у г. Самары за гидрологический год (октябрь — сентябрь) с учетом изменений запасов влаги в водохранилищах Волжско-Камского каскада и показано, что между ними отмечается хорошее соответствие, т. е. $\operatorname{div} \mathbf{F} \approx Q_{\text{в}}$. Отсюда следует, что для площадей порядка 10^6 км^2 и периодов времени, равных гидрологическому году, величина $\partial S / \partial t$ является уже малой по сравнению с другими межгодовыми колебаниями компонентов водного баланса. Очевидно, что межгодовые колебания значений $\partial S / \partial t$ в значительной степени зависят от локальных ландшафтных условий и на небольших площадях могут быть весьма значительными. Однако при пространственном осреднении в результате их разнонаправленных колебаний суммарное значение $\partial S / \partial t$ уменьшается и становится малой величиной для значений площади порядка 10^6 км^2 [40].

Итак, *формирование межгодовых колебаний стока Волги, а следовательно, и приращений уровня Каспия в значительной степени определяется притоком (оттоком) вертикально интегрированного горизонтального потока водяного пара через боковые границы стокоформирующей зоны бассейна Волги.*

Есть основания полагать, что формирование стока Волги от начала половодья до начала следующего половодья практически полностью зависит от увлажнения в ее бассейне за два предшествующих года. В свою очередь, общее увлажнение представляет собой разность между количеством осадков и испарением, причем межгодовая изменчивость осадков для сравнительно больших территорий значительно выше межгодовой изменчивости суммарного испарения [36, 39]. Исходя из этого статистическую модель для годового стока Волги можно записать в следующем виде:

$$Q_i = f(P_{(i-1)}^x, P_{(i-1)}^r, P_{(i-2)}^x, P_{(i-2)}^r), \quad (10)$$

где Q_i — календарный годовой сток реки; P_{j-1}^x, P_{j-1}^r — суммарные за холодный (октябрь — март) и теплый (апрель — сентябрь) периоды года осадки на j -й станции; i — номер текущего года; $i-1, i-2$ — номера двух предыдущих лет соответственно. Главное влияние на сток оказывает первый предшествующий год. Влияние второго года сказывается главным образом в аномальные по характеру увлажнения годы.

Эффективность прогностической модели (10) доказана в работе [33], в которой приведены результаты прогноза годового стока Волги за период 1891—1990 гг. по очень большому числу осадкомерных пунктов, усредненных для административных территорий (областей) на основе использования пошагового алгоритма множественной линейной регрессии. После 1991 г. и резкого уменьшения плотности наблюдательной сети использование усредненных сумм осадков для административных областей стало невозможным. Поэтому были выполнены новые расчеты годового стока Волги по малому числу ($n = 30$) реперных осадкомерных станций в лесной зоне [41]. Значения сумм осадков брались отдельно за теплое и холодное полугодие за период 1981—2013 гг. В результате общее число предикторов в соответствии с формулой (10) составило $m = 120$. При этом зависимая выборка включала в себя 26 лет, а независимая — пять лет (2009—2013 гг.). Для оптимальной модели МЛР, содержащей пять переменных, стандартная ошибка

оценки стока по зависимой выборке составила 589 м³/с, а по независимым данным за 2009—2013 гг. — 605 м³/с.

Помимо модели множественной линейной регрессии (МЛР), использовался также метод деревьев решений (decision trees), описание которого дано в работах [42, 43]. Моделирование годового стока Волги (г. Волгоград) выполнялось в пакете Statistica алгоритмом CART с априорными вероятностями, пропорциональными численности классов, и ценой, одинаковой для всех классов ошибки классификации [44].

В результате расчетов получено, что полное дерево имеет шесть ветвлений [45]. Для полного дерева коэффициент детерминации между исходными и вычисленными значениями стока для зависимой выборки составляет $R^2 = 0,89$, стандартная ошибка стока равна 378 м³/с при стандартном отклонении речного стока 1207 м³/с. Отсюда видно, что алгоритм CART отсекает около 10 % дисперсии стока Волги, т. е. мелкомасштабную изменчивость. Однако для независимой выборки наилучшим является не полное дерево, а дерево 5 (табл. 4), которое содержит всего две вершины ветвления. Для него стандартная ошибка годового стока Волги составляет всего 554,6 м³/с, или 0,46 величины стандартного отклонения стока.

Таблица 4

Статистические оценки годового стока р. Волги по зависимой (1983—2008 гг.) и независимой (2009—2013 гг.) выборке для всех деревьев решений [45]
Statistical estimates of the Volga River annual runoff for the dependent (1983—2008) and independent (2009—2013) samples for all decision trees [45]

Номер дерева	Число терминальных / нетерминальных вершин	Коэффициент детерминации по зависимой выборке	Стандартная ошибка годового стока Волги, м ³ /с	
			по зависимой выборке	по независимой выборке
1	7 / 6	0,89	378,3	982,4
2	6 / 5	0,90	367,9	876,6
3	5 / 4	0,88	412,2	876,6
4	4 / 3	0,79	536,0	845,6
5	3 / 2	0,65	695,9	554,6
6	2 / 1	0,39	923,9	740,1

На первом ветвлении дерева разделителем выступают зимние осадки за предшествующий год в п. Кумены. На втором ветвлении уточняется формирование 15 значений низкого стока Волги за счет летних осадков в п. Рыбинск за предыдущий год. Уже двух указанных переменных оказалось достаточно, чтобы с высокой точностью по заданной выборке осуществлять долгосрочный прогноз годового стока Волги у г. Волгограда. Станцию п. Кумены можно рассматривать как важнейший индикатор оценки межгодовых колебаний стока Волги, так как она является также первым предиктором в регрессионной модели годового стока и самым чувствительным индикатором влияния переноса влаги с Северной Атлантики на осадки.

Сравнение результатов сопоставления фактических и вычисленных значений стока р. Волги по модели МЛР для пяти переменных и по дереву решений для

двух ветвлений свидетельствует о том, что модель деревьев оказывается заметно эффективнее. На всех шагах МЛР стандартная ошибка стока Волги оказывается выше, чем в модели деревьев. Дополнительными преимуществами модели деревьев является визуализация получаемых результатов и более понятная их интерпретация.

Итак, *осадки в стокоформирующей зоне бассейна Волги контролируют изменчивость годового стока Волги и внутригодовых приращений уровня Каспия*. В этом суть наземной ветви гидрологической системы «Каспийское море».

Атмосферная ветвь гидрологической системы включает горизонтальный перенос атмосферного водяного пара и его влияние на формирование осадков на территории бассейна Волги. При этом главным источником выпадения осадков является перенос водяного пара, обусловленный испарением с акватории Северной Атлантики. И хотя атмосферная влага с Северной Атлантики в бассейн Волги может попадать с трех направлений (западное, южное, северное), преобладающий перенос является зональным. Поэтому был выбран меридиональный разрез по меридиану 5° в.д. от 40 до 70° с.ш., через который осуществляется основной внос атмосферной влаги на территорию Европы, в том числе на европейскую часть России.

Для оценки вертикально интегрированных горизонтальных потоков водяного пара использовался архив NCEP — DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (Reanalysis-2) [46]. Данный архив охватывает период спутниковых измерений с 1979 г. по настоящее время и находится в свободном доступе по адресу http://apdrc.soest.hawaii.edu/dods/public_data/Reanalysis_Data/NCEP. Среднемесячные потоки влаги (полные, адвективные, макротурбулентные) были рассчитаны по срочным (два раза в сутки) данным для меридионального разреза по меридиану 5° в.д. через $2,5^\circ$ широты от 40 до 70° с.ш. за период 1980—2014 гг. [37, 45]. Именно через этот разрез идет основной внос атмосферной влаги на территорию Европы, который можно рассматривать как *отражение результирующего влияния Северной Атлантики на процессы влагооборота атмосферы над Европой*.

Межгодовая изменчивость зонального переноса влаги через данный разрез рассмотрена в работе [45]. Максимальный поток водяного пара отмечается на широте $52,5^\circ$ с.ш. По направлению к югу он начинает уменьшаться под влиянием уменьшения скорости ветра, а к северу — в связи с уменьшением влагосодержания атмосферы. Максимальная межгодовая изменчивость отмечается в северной части разреза и уменьшается к югу примерно в два раза. Были выявлены отрицательные значения линейных трендов в потоках влаги, которые проявляются в течение всего года. Однако все они оказались незначимыми, что свидетельствует о слабой тенденции к уменьшению переноса влаги на континент. Эти результаты не подтверждают рост эффективного испарения по данным большинства архивов реанализа на акватории Северной Атлантики, но полностью соответствуют результатам Reanalysis-2 [45].

Для оценки влияния зонального переноса влаги с акватории Северной Атлантики на межгодовую изменчивость осадков в бассейне Волги было выбрано

30 относительно равномерно расположенных станций, для которых был сформирован архив данных о суммах зимних (октябрь — март) и летних (апрель — сентябрь) осадков за период 1981—2013 гг. Для каждой из этих станций для холодного и теплого периода рассчитывались регрессионные модели с полным зональным потоком водяного пара в 13 точках на меридиональном разрезе 5° в.д. Всего было рассчитано 60 моделей МЛР. Это позволило построить карты пространственного распределения коэффициентов детерминации (рис. 4), которые показывают суммарный вклад потоков влаги в формирование межгодовой изменчивости осадков [45].

Из рис. 4 видно, что для преобладающей части стокоформирующей зоны бассейна этот вклад превышает 50 % как в холодный, так и в теплый период года. Максимальные значения R^2 зимой достигают 0,65—0,70 и отмечаются в левобережной части Волги до Чебоксар, а летом — на водосборе р. Вятки. Абсолютный максимум R^2 наблюдается зимой на ст. Нижний Новгород ($R^2 = 0,73$), а летом на станции Кумены ($58^\circ 6'$ с.ш., $49^\circ 54'$ в.д.), расположенной на водосборе р. Вятки ($R^2 = 0,73$). Среднее для всех станций значение вклада потоков влаги в дисперсию осадков одинаково зимой и летом и составляет $R^2 = 0,53$. Это означает, что перенос влаги на меридиане 5° в.д. испытывает по мере движения на восток не очень заметную трансформацию, вследствие чего его влияние на изменчивость осадков в бассейне Волги остается внушительным.

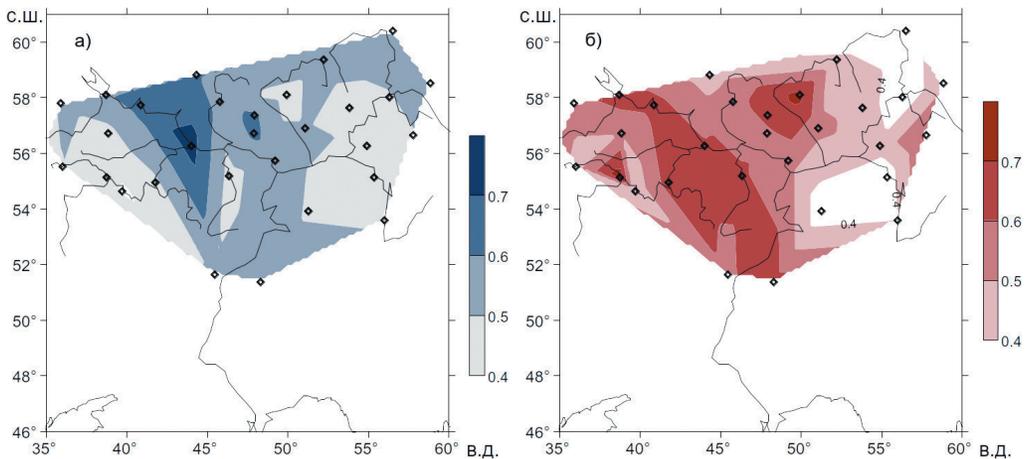


Рис. 4. Пространственное распределение коэффициентов детерминации, показывающих суммарный вклад полных зональных потоков влаги в 13 точках на меридиональном разрезе 5° в.д. в формирование межгодовой изменчивости зимних (октябрь — март) (а) и летних (апрель — сентябрь) (б) осадков в стокоформирующей зоне бассейна Волги.

Fig. 4. Spatial distribution of determination coefficients as sum contribution of the total zonal moisture flux at 13 points of the 5° E meridional section to the formation of interannual variability of winter (October-March) (a) and summer (April-September) (b) precipitation in the Volga watershed.

Итак, зональный перенос водяного пара с акватории Северной Атлантики в значительной степени определяет межгодовую изменчивость осадков в бассейне Волги как в зимний, так и в летний период года.

Океаническая ветвь гидрологической системы. Атмосферный перенос влаги формируется под воздействием крупномасштабных процессов взаимодействия океана с атмосферой в Северной Атлантике. В монографии [34] выполнена детализация процессов взаимодействия океана с атмосферой в Северной Атлантике, формирующих межгодовую изменчивость зонального переноса водяного пара. Было выявлено, что при усилении процессов циклонической активности в Северной Атлантике, и прежде всего в области исландской депрессии, увеличиваются испарение и влагосодержание атмосферы и происходит понижение температуры поверхности воды. Одновременно с этим возрастает зональная составляющая эффективной скорости горизонтального переноса атмосферной влаги, характеризующая количество переносимого водяного пара в системе средней циркуляции атмосферы и крупномасштабных синоптических вихрей. Наконец, при росте циклонической активности происходят углубление исландской депрессии и ее пространственные миграции. В свою очередь, ее углубление приводит к увеличению интенсивности Североатлантического колебания, которое в значительной степени регулирует адвективный (за счет средней циркуляции) зональный перенос в атмосфере в умеренных широтах.

Все это вместе взятое должно приводить к значительному усилению зонального переноса водяного пара в системе общей циркуляции и синоптических вихрей на Европейский континент и европейскую часть России. Естественно, при ослаблении циклонической и возрастании антициклонической активности картина будет меняться на противоположную. Это позволяет всю цепочку причинно-следственных связей формирования межгодовых колебаний УКМ представить в виде следующей концептуальной модели (рис. 5), из которой видно, что генезис межгодовых колебаний УКМ обусловлен особенностями крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике.

Два основных фактора, формирующих перенос влаги в Европу, — это *испарение с акватории океана и циркуляция атмосферы*. Интегральным индексом циркуляции может служить Североатлантическое колебание (САК), интенсивность которого определяет геострофический зональный перенос воздушных масс с акватории Северной Атлантики в Европу.

На рис. 6 представлено распределение коэффициентов корреляции между индексом САК (<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>) и полным зональным потоком водяного пара для холодного (октябрь — март) и теплого (апрель — сентябрь) полугодий за 1980—2014 гг. на меридиональном разрезе 5° в.д. [37]. Нетрудно видеть, что в холодный период значимая на уровне $\alpha = 0,05$ корреляция отмечается в широтной зоне 45 — 65° с.ш., причем максимальная корреляция ($r = 0,60$) имеет место в зоне $52,5$ — 55° с.ш., где зональный перенос водяного пара в Европу максимален. Как и следовало ожидать, в теплый период года, когда САК выражен значительно слабее, его влияние на перенос влаги резко снижается. Значимая положительная корреляция отмечается лишь на широте 60° с.



Рис. 5. Генетическая модель формирования межгодовых колебаний уровня Каспийского моря.

Fig. 5. Genetic model of formation of interannual fluctuations of the Caspian Sea level.

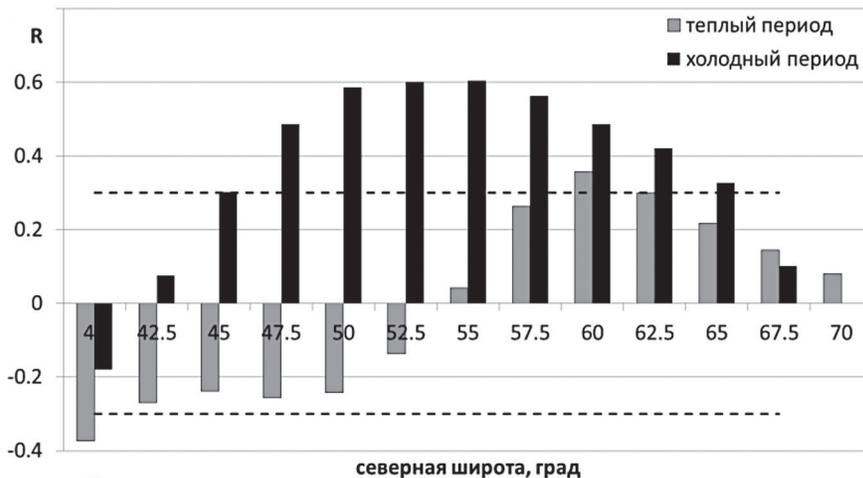


Рис. 6. Распределение коэффициента корреляции R между индексом САК и полным зональным потоком водяного пара для холодного (октябрь — март) и теплого (апрель — сентябрь) полугодия за 1980—2014 гг. на меридиональном разрезе 5° в.д. [37].

Штриховые линии — доверительные интервалы при уровне значимости $\alpha = 0,05$.

Fig. 6. Correlation coefficients between the NAO index and the total zonal water vapor flow for the cold (October–March) and warm (April–September) half-year 1980–2014 at the 5E meridional section [37].

The dashed lines are confidence intervals at $\alpha = 0,05$ significance level.

Значительное влияние САК на межгодовую изменчивость переноса влаги на разрезе 5° в.д. обусловлено характером зонального переноса водяного пара непосредственно над акваторией Северной Атлантики. В монографии [34] показано, что он характеризуется ярко выраженным диполем, проявляющимся в противофазности колебаний потоков влаги между районами, находящимися под воздействием исландского минимума (севернее 55° с.ш.) и азорского максимума (южнее 40° с.ш.). Это соответствует оппозиции в межгодовых колебаниях переноса влаги в южной ($40\text{—}42,5^\circ$ с.ш.) и северной ($57,5\text{—}70^\circ$ с.ш.) частях меридионального разреза 5° в.д.

Достаточно подробно межгодовая изменчивость испарения в Северной Атлантике по данным разных архивов рассматривается в работе [47]. Процедура оценки влияния испарения с акватории Северной Атлантики на перенос влаги на меридиональном разрезе 5° в.д. описана в работе [45]. Было выявлено 16 пятиградусных квадратов испарения, с использованием которых методом МЛР выполнено восстановление фактического поля годовых значений переноса влаги на разрезе 5° в.д. в 13 точках с высокой точностью. Коэффициент детерминации, показывающий долю объясненной дисперсии годовых значений переноса влаги, составляет $R^2 = 0,65 \dots 0,79$.

Естественно, возникает вопрос оценки точности выявленной цепочки причинно-следственных связей от уровня моря до Северной Атлантики. С этой целью выполнен расчет дерева решений для внутригодовых приращений уровня моря в Баку за 1982—2009 гг. ($n = 28$) по матрице, состоящей из зонального потока водяного пара на меридиане 5° в.д. за холодное полугодие (октябрь — март) и теплое полугодие (апрель — сентябрь) предшествующего года. Следовательно, в исходную матрицу входит 26 точек потоков влаги с апреля 1981 г.

На рис. 7 приводится дерево, состоящее из трех ветвлений. На первом ветвлении разделителем выступает зимний перенос влаги на широте $57,5^\circ$, максимальное значение которого ($125 \text{ кг}/(\text{м} \cdot \text{с})$) отделяет экстремальное положительное приращение уровня (41 см, 1990 г.) от остальной совокупности. На втором ветвлении разделителем служит поток влаги на широте $47,5^\circ$, который отделяет еще два значительных положительных значения аномалий приращений уровня со средним значением 21 см. На третьем ветвлении разделителем опять является поток влаги на широте $57,5^\circ$. Этого оказывается достаточно для хорошего соответствия рассчитанных значений приращений уровня моря его фактическим значениям. Коэффициент детерминации построенного дерева R^2 составляет 0,66, стандартная ошибка оценки приращений уровня модели — 7,8 см, или 57 % их среднеквадратического отклонения, равного 13,7 см.

В результате можно сделать однозначный вывод о том, что *уровень Каспийского моря является интегральным индикатором крупномасштабного влагообмена в системе Северная Атлантика — атмосфера — бассейн Волги.*

Итак, в исследованиях РГГМУ сформирована целостная климатическая концепция и показаны механизмы, управляющие межгодовой изменчивостью уровня Каспия.

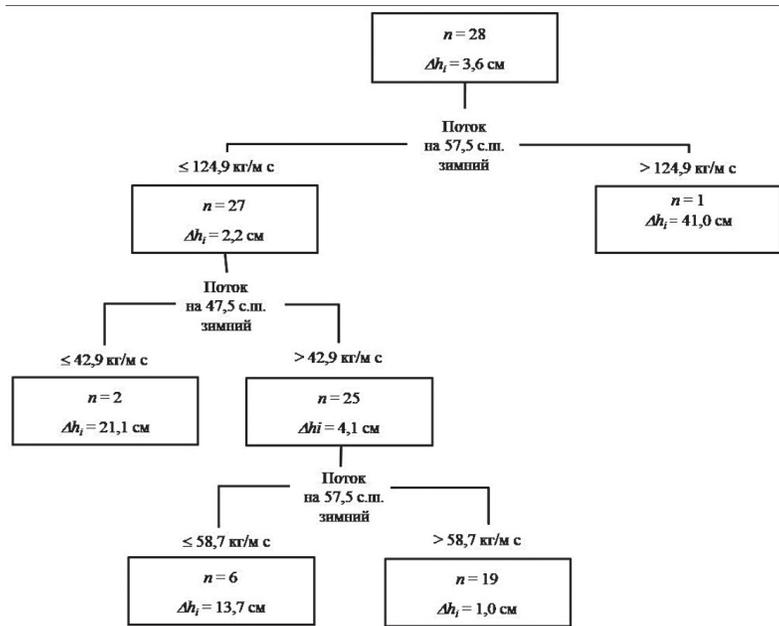


Рис. 7. Дерево решений, описывающее годовое приращение уровня Каспийского моря в i -й год в зависимости от полного зонального потока водяного пара на меридиональном разрезе 5° в.д. для зимнего (октябрь — март) и летнего (апрель — сентябрь) периода года за 1981—2009 гг.

Fig. 7. Decision tree describing the Caspian Sea level annual increment for i -year depending on total zonal moisture flow values for the cold (October–March) and warm (April–September) half-year 1981–2009 at the 5° E meridional section.

3. Изменчивость уровня моря в Невской губе и его прогноз на перспективу

В устье Невской губы расположен крупнейший мегаполис Северной Европы Санкт-Петербург. Наиболее опасными для Санкт-Петербурга представляются «вековой» рост уровня, обусловленный, главным образом, перманентным подъемом уровня Мирового океана, и штормовые нагоны, формирующие неевские наводнения и причиняющие значительный ущерб инфраструктуре города. Однако если после завершения строительства Комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений (КЗС) город надежно от них защищен, то этого нельзя сказать о территориях, находящихся за пределами дамбы и подверженных штормовым нагонам. В частности, это касается динамично развивающегося в последние годы Курортного района, территория которого обладает огромным рекреационным потенциалом. Поэтому проблема изучения закономерностей изменчивости морского уровня и его прогноза, в том числе на длительную перспективу, а также факторов, вызывающих наводнения, выявление зон затопления и экономического

ущерба побережью Финского залива при штормовых нагонах по-прежнему остается крайне актуальной. Решению этих задач посвящен цикл публикаций [48—57] и монография [58].

Прогноз возможных изменений уровня моря в Невской губе до конца столетия. В монографии [58] показано, что основной причиной формирования векового тренда в уровне Финского залива является повышение уровня Мирового океана, а его межгодовые остаточные колебания зависят преимущественно от интенсивности Североатлантического колебания (САК). В результате приходим к следующей простой двухпараметрической модели:

$$h_{\text{кр}} = \Psi(\text{УМО}, \text{САК}), \quad (11)$$

где $h_{\text{кр}}$ — среднегодовой уровень моря в Кронштадте.

Данная модель использовалась для прогноза уровня на конец столетия в работах [54, 56—58]. В качестве исходных данных были взяты временные ряды $h_{\text{кр}}$, УМО и САК за период 1925—2007 гг., причем предварительно с целью исключения случайных ошибок и короткопериодных климатических колебаний выполнено 11-летнее скользящее осреднение. Далее методом наименьших квадратов было рассчитано линейное стандартизированное уравнение регрессии для $h_{\text{кр}}$, которое имеет вид

$$Z_h = 0,41Z_{\text{САК}} + 0,99Z_{\text{УМО}}, \quad (12)$$

где Z_h — стандартизированная переменная уровня моря в Кронштадте. Коэффициент детерминации данной модели $R^2 = 0,83$, а ее средняя квадратическая ошибка $\sigma_{y(x)} = 1,7$ см. Ошибки проявляются в основном для промежутков времени с аномальным характером колебаний уровня.

Оценим непосредственный вклад переменных в правой части (12) в дисперсию $h_{\text{кр}}$:

$$R^2 = \beta_1 r_{h,\text{САК}} + \beta_2 r_{h,\text{УМО}} = 0,41 \cdot 0,15 + 0,99 \cdot 0,78 = 0,06 + 0,77 = 0,83.$$

Отсюда видно, что 77 % дисперсии годовых значений $h_{\text{кр}}$ описывается изменениями УМО и только 6 % — САК.

Итак, для климатического прогноза уровня в Кронштадте надо иметь прогностические оценки УМО и САК. Как было показано выше, наиболее распространенный способ прогноза УМО основан на использовании комплекса моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). В то же время в РГГМУ был разработан простой статистический метод, который заключается в применении статистической зависимости УМО от аномалий глобальной температуры воздуха ДГТВ.

Уравнение регрессии для скользящих 11-летних среднегодовых рядов УМО и ДГТВ, заимствованной из архива HadCRUT4, имеет вид

$$h_{\text{МО}} = 223 + 122,27 \text{ ДГТВ}. \quad (13)$$

Коэффициент детерминации данной зависимости равен $R^2 = 0,98$, т. е. ей свойственна очень высокая точность. Аномалии температуры воздуха рассчитываются до конца столетия для различных сценариев климата. Подобным способом выполнен прогноз УМО до конца столетия на основе данных Четвертого и Пятого докладов МГЭИК в работе [13].

Для климатического прогнозирования САК использовались значения разности давления между Лиссабоном и Стиккисхоульмюром в зимний период (декабрь — март), имеющие большую продолжительность и непрерывную поддержку [59]. Установлено, что «вековой» тренд в САК отсутствует. Однако поскольку межгодовая изменчивость САК весьма значительна, то были приняты следующие варианты изменений САК до конца столетия:

- 1) нейтральный — САК будет иметь среднее многолетнее значение;
- 2) положительный, характеризующий фазу усиления САК;
- 3) отрицательный, характеризующий фазу ослабления САК.

В качестве фазового параметра усиления (ослабления) САК принята величина $\pm\sigma$ — среднее квадратическое отклонение временного ряда САК.

Если принять стационарность внешних условий, т. е. неизменность климатического режима в современный период, то приближенной оценкой уровня в Кронштадте на конец столетия может служить величина его линейного тренда. Примем за начальную дату интенсивного потепления 1976 г. [22]. Величина тренда уровня моря в Кронштадте за период 1976—2012 гг. составила $Tr = 0,20$ мм/год. Отсюда следует, что уровень в Кронштадте на 2090 г. может достигнуть 28 см БС (рис. 8).

Оценим возможные изменения морского уровня на конец текущего столетия для четырех климатических сценариев, представленных в Пятом докладе МГЭИК, три из которых означают дальнейшую интенсификацию потепления [22]. В табл. 5 представлены прогностические оценки $h_{кр}$ на конец XXI в. (2081—2100 гг.) по сравнению с концом XX в. (1986—2005 гг.), рассчитанные для этих сценариев и трех вариантов прогноза САК. Из таблицы видно, что при положительной фазе САК рост уровня моря больше, чем при отрицательной фазе САК.

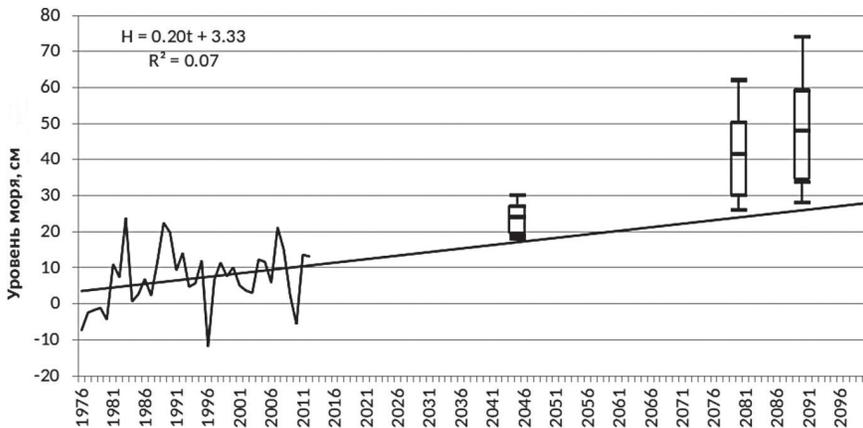


Рис. 8. Межгодовой ход уровня моря в Кронштадте, его линейный тренд и результаты квантильного анализа прогностических значений уровня для периодов 2041—2050, 2076—2085 и 2081—2100 гг.

Fig. 8. Interannual variation of the sea level in Kronstadt, its linear trend and the results of the quantile analysis of the predicted level values for the periods 2041—2050, 2076—2085 and 2081—2100.

Прогностические оценки возможных изменений уровня моря в Кронштадте на конец XXI века (2081—2100 гг.) по сравнению с концом XX века (1986—2005 гг.), рассчитанные по комплексу моделей общей циркуляции атмосферы и океана для климатических сценариев [22]: средние значения уровня моря и интервал (в скобках)

Predicted estimates of possible changes in Kronstadt sea level at the end of the 21st century (2081–2100) compared to the ones at the end of the 20th century (1986–2005), calculated using a set of general circulation models of the atmosphere and ocean for climatic scenarios [22]: mean sea level and interval (in parenthesis)

Сценарий выбросов СДСВ	Уровень Мирового океана			
	по [22], м	по статистической модели (12), см		
		САК = $\bar{x} + \sigma = 0,196$	САК = $\bar{x} - \sigma = -0,096$	САК = $\bar{x} = 0,05$
RCP2.6	0,40 (0,26—0,55)	42 (31—55)	37 (25—49)	40 (28—52)
RCP4.5	0,47 (0,32—0,63)	48 (36—61)	43 (30—56)	45 (33—59)
RCP6.0	0,48 (0,33—0,63)	49 (36—61)	44 (31—56)	46 (34—59)
RCP8.5	0,63 (0,45—0,82)	61 (46—77)	56 (41—72)	59 (44—74)

Однако это превышение составляет 5 см, т. е. САК оказывает малое влияние на уровень в Кронштадте. В связи с этим можно ориентироваться на нейтральный вариант прогноза САК.

По самому неблагоприятному сценарию (RCP8.5) уровень моря в Кронштадте может достигнуть к концу столетия высоты примерно 74 см, а по самому благоприятному сценарию (RCP2.6) минимальный уровень не превысит 28 см, что фактически совпадает с нижней оценкой уровня по тренду (см. рис. 8). Отсюда видно, что размах оценок составляет 48 см. По аналогичной схеме были рассчитаны промежуточные прогностические значения уровня на 2040—2050 и 2075—2085 гг. С уменьшением заблаговременности прогноза размах прогностических оценок быстро уменьшается: для периода 2075—2085 гг. он равен 36 см, а для периода 2040—2050 гг. — 12 см.

Возникает вопрос: как выбрать наиболее вероятный диапазон прогностических оценок уровня моря? Если нет предпочтений относительно выбора климатических сценариев и их можно считать равнозначными, можно воспользоваться результатами квантильного анализа уровня моря (табл. 6). В табл. 6 квартиль $X_{0,50}$ соответствует медиане, разность между квартилями $X_{0,75} - X_{0,25} = Q$ представляет собой интерквартильное расстояние, которое можно рассматривать как аналог среднего квадратического отклонения. Именно оценка Q оптимальным образом характеризует возможный диапазон разброса прогностических оценок уровня. Поэтому наиболее вероятные отметки уровня составляют 19—27 см БС для периода 2041—2050 гг., 30—52,2 см БС для периода 2076—2085 гг. и 33,7—59,0 см БС для периода 2081—2100 гг. Медианная оценка уровня на конец столетия составляет 48 см БС.

Второй способ прогноза уровня моря основан непосредственно на статистической зависимости УМО от аномалий глобальной температуры воздуха ДГТВ в виде (13), прогностические значения которой заимствованы из Пятого отчетного

Таблица 6

Характеристики квантильного анализа прогностических значений уровня
в Кронштадте за различные интервалы времени

Characteristics of the quantile analysis of the predicted level values
in Kronstadt for different time interval

Квартиль, см	Временной интервал		
	2041—2050 гг.	2076—2085 гг.	2081—2100 гг.
$X_{\text{мин}}$	18,0	26,0	28,0
$X_{0,25}$	19,0	30,0	33,7
$X_{0,50}$	24,0	41,5	48,0
$X_{0,75}$	27,0	50,2	59,0
$X_{\text{макс}}$	30,0	62,0	74,0
Уровень по тренду, м	0,17	0,24	0,26

доклада МГЭИК [22]. Результаты квантильного анализа показали, что размах колебаний уровня на конец столетия составляет $55,2 - 9,7 = 45,5$ см, что почти совпадает с аналогичным размахом уровня, приведенным в табл. 6, но сами значения уровня занижены для любого интервала времени. Занижение прогноза уровня связано с тем, что формула (12) характеризует современные климатические условия, а уровень моря, предвычисленный по моделям общей циркуляции атмосферы и океана [22], получает ускорение, обусловленное переходом к новым климатическим условиям, которые, по мнению МГЭИК, будут вызваны значительным повышением концентрации CO_2 в атмосфере. Это ускорение на конец столетия (2081—2100 гг.) составляет примерно 20 см. Итак, наиболее вероятно, что при условии ускорения роста УМО в XXI столетии уровень моря в Кронштадте к концу столетия может повыситься до 34—59 см БС, а при сохранении современных темпов роста — до 20—35 см БС.

Отметим, что существуют прогностические оценки более значительного повышения уровня моря в Финском заливе к концу XXI века, которые также следует учитывать. Так, по данным Второго оценочного доклада о климатических изменениях для бассейна Балтийского моря [59], составленного междисциплинарным коллективом авторов, специализирующихся на исследованиях в данном регионе, в конце XXI века уровень Финского залива может повыситься от 30—40 до 80—90 см по сравнению с концом XX века. Указанные оценки согласуются с результатами ранее выполненных исследований по прогнозу повышения уровня Балтийского моря [60]. В этом случае будут затопляться существенные площади Адмиралтейского, Василеостровского, Кировского, Петроградского и Приморского районов города, причем КЗС не сможет защитить территорию города от векового повышения уровня. При этом общая площадь затопляемой территории Санкт-Петербурга может составить примерно 4766 га, или около 3 %.

Штормовые нагоны. Географическое расположение Финского залива (вытянутость по широте, сужение и уменьшение глубины по направлению к востоку) приводит к тому, что здесь отмечаются максимальные в Балтийском море штормовые нагоны. Самое крупное зарегистрированное наводнение было

зарегистрировано 7 (19) ноября 1824 г., когда уровень в устье Невы поднялся до отметки 421 см. Возникает вопрос: является ли это наводнение наиболее экстремальным?

В работе [53] выполнен расчет для катастрофического наводнения в устье Невы на основе гидродинамической модели при условиях, когда КЗС остается открытым и когда закрывается на период наводнения. Установлено, что при открытом КЗС подъем уровня в СПб может достичь максимального значения в Горской — 577 см, в Сестрорецке — 576 см, в Зеленогорске — 549 см (рис. 9). При закрытых створах КЗС высота нагонной волны достигнет около Горской 604 см, у Сестрорецка 598 см, у Зеленогорска 571 см, т. е. превышение по сравнению с подъемом воды при открытых створах КЗС в указанных населенных пунктах составляет 27, 21 и 22 см соответственно, что связано с конфигурацией береговой черты.

В результате такого наводнения общая площадь затопления территории Курортного района достигнет 18 км² [55]. Хотя вероятность такого наводнения очень мала — 1/10 000, т. е. один раз в 10 000 лет, это не означает, что оно обязательно случится через 10 000 лет — оно может произойти и через несколько лет. Вспомним, что два максимальных наводнения произошли в 1824 и 1924 гг. Может быть, следующее экстремальное наводнение произойдет в 2024 году? Кроме того,

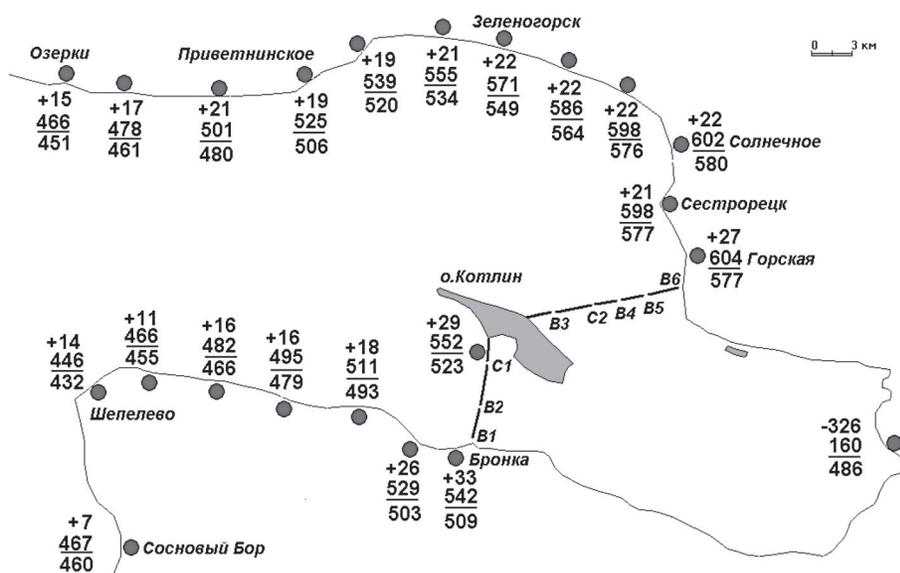


Рис. 9. Распределение максимальных значений уровня моря (см) вдоль побережья восточной части Финского залива при экстремальном катастрофическом наводнении [53].

Числитель — КЗС открыт, знаменатель — КЗС закрыт; цифра сверху — разность уровней.

Fig. 9. Distribution of the maximum sea level values (cm) along the coast of the eastern Gulf of Finland during extreme catastrophic flooding [53].

Numerator — Flood Prevention Facility Complex being open, denominator — Flood Prevention Facility Complex being closed. The level difference is indicated above the numerator.

указанные оценки экстремального подъема уровня к концу столетия будут еще выше на величину его векового роста.

Особенно сильно эффект затопления проявляется вблизи Сестрорецка. При повышении уровня на 1 м площадь затопления территории муниципального округа г. Сестрорецка более чем на порядок превышает площадь затопления территории других муниципальных округов (табл. 7). При нагонной волне высотой 4 м максимальная площадь затопления в г. Сестрорецке (730 га) более чем в семь раз превышает площадь затопления в г. Зеленогорске (103 га). Суммарная площадь возможного затопления при данной высоте нагонной волны превышает 1260 га [50]. Особенно пострадает рекреационный потенциал Курортного района. Уже при подъеме уровня на 1 м около 37 % всех пляжей района будет затоплено (63 га), а при нагонной волне высотой 4 м все пляжи будут потеряны полностью.

Таблица 7

Площадь затопления (га) территории муниципальных округов Курортного района при различном подъеме уровня моря [50]

The areas of flooding of the Kurortny district municipal territory at various sea level rises, hectares [50]

Муниципальный округ	Уровень затопления, м			
	1	2	3	4
г. Сестрорецк	167,3	385,7	559,7	730,7
пос. Солнечное	5,5	12,8	42,6	99,5
пос. Репино	4,1	15,1	33,2	80,0
пос. Комарово	5,5	10,6	22,6	71,0
г. Зеленогорск	11,0	23,9	50,8	103,2
пос. Ушково	3,2	6,1	12,0	18,9
пос. Серово	11,7	14,8	17,7	34,7
пос. Молодежное	15,6	23,2	39,5	72,0
пос. Смолячково	6,2	10,0	16,3	51,0
Всего	230,2	502,3	794,5	1261,1

Поскольку штормовые нагоны и наводнения в устье Невы возникают преимущественно при прохождении глубоких циклонов, был создан каталог циклонов, приводящих к наводнениям, за период с 1958 по 2008 г., в который вошло 83 циклона [58]. Для каждого из них осуществлен ретроспективный анализ, заключающийся в том, что отслеживалась траектория его движения назад до момента зарождения. Показано, что 21 % циклонов относятся к «молодым», т. е. они образуются непосредственно над Балтийским морем. Остальные циклоны зарождаются в основном в двух зонах — над полуостровом Лабрадор и над ньюфаундлендской энергоактивной зоной (ЭАЗО). В первом случае траектории циклонов имеют почти восточное генеральное направление (море Ирмингера — Норвежское море — Скандинавский п-ов, северо-восточная часть Балтики), во втором — северо-восточное направление (Ньюфаундленская ЭАЗО — Великобритания — юг Скандинавии — северо-восточная часть Балтики). Установлено, что в период

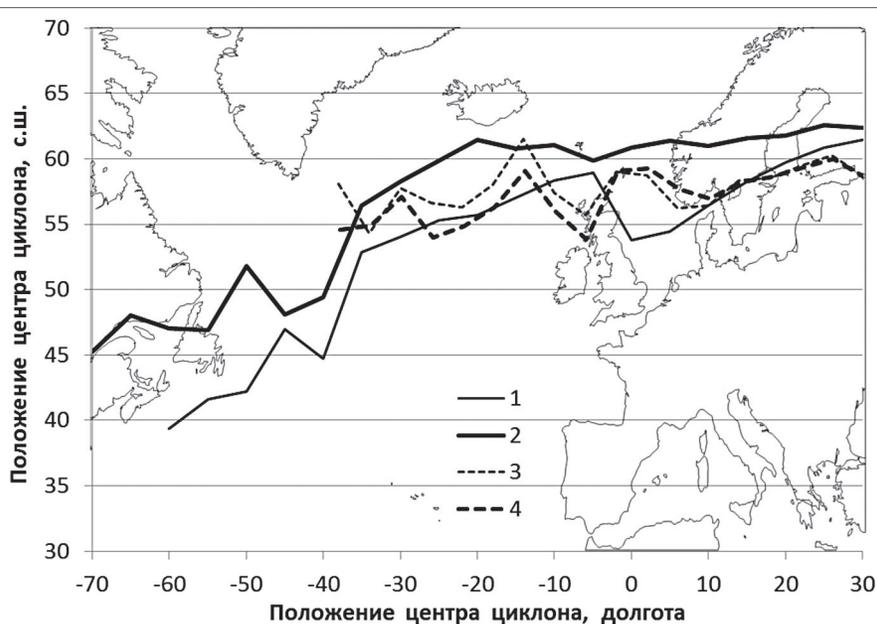


Рис. 10. Медианы траекторий опасных в отношении циклонов (жирные линии) и всех циклонов (тонкие линии) за период 1958—1975 гг. (1, 3) и 1976—2008 гг. (2, 4) [52].

Medians of trajectories of dangerous “flood” cyclones (solid lines) and all cyclones (thin lines) for 1958-1975 (1, 3) and 1976-2008 (2, 4) [52].

относительного похолодания 1958—1975 гг. траектории перемещения циклонов на восток располагались южнее, чем в период потепления 1976—2008 гг. (рис. 10). Максимальное расхождение наблюдается на меридиане Гринвича, где оно чуть больше 8° (около 1000 км). Все опасные в отношении наводнений циклоны выходят на Финский залив заметно севернее, чем подавляющее большинство зарегистрированных циклонов.

Заключение

По результатам исследований уровня моря в РГГМУ защищены две докторские и четыре кандидатские диссертации, опубликованы четыре монографии и около 50 статей в различных изданиях, сделано множество докладов на международных и всероссийских конференциях. Многие результаты мирового уровня не имеют аналогов в зарубежных работах. Разумеется, в одной статье невозможно обсудить даже основные из полученных научных результатов. Однако их можно найти, если обратиться к опубликованным работам авторов, ссылки на которые приведены в списке литературы.

РГГМУ — единственная в России организация, ведущая исследования уровня Мирового океана. В отличие от зарубежных исследований в РГГМУ оценка вклада различных факторов в изменения УМО осуществляется с использованием

уравнения пресноводного баланса как сумма эвстатических и стерического факторов. Разработан комплекс физико-статистических методов прогноза глобального уровня: на длительную перспективу (столетие), на ближнюю перспективу (несколько десятилетий) и на текущий период (несколько лет).

В РГГМУ впервые детально проработана климатическая концепция и показаны механизмы, управляющие межгодовой изменчивостью уровня Каспия. В результате подробного анализа цепочки причинно-следственных связей колебаний УКМ до внешних «управляющих» факторов было выявлено, что их генезис обусловлен процессами крупномасштабного взаимодействия океана с атмосферой в Северной Атлантике. Доказано, что уровень Каспийского моря является интегральным индикатором крупномасштабного влагообмена в системе Северная Атлантика — атмосфера — бассейн Волги.

В РГГМУ длительное время ведутся систематические исследования уровня моря в Финском заливе. Разработан физико-статистический метод прогноза уровня моря в Кронштадте на конец XXI века, в соответствии с которым наиболее реалистичная оценка уровня может составить 34—59 см БС. Впервые выполнены детальные оценки площади территории Санкт-Петербурга, которая может подвергнуться затоплению и подтоплению, и экстремального штормового нагона, при котором подъем уровня севернее Горской может составить 600 см БС. Особенно сильно эффект затопления от штормовых нагонов проявляется вблизи Сестрорецка. Уже при высоте нагонной волны 4 м суммарная площадь возможного затопления Курортного района превышает 1260 га, причем все пляжи будут потеряны полностью.

Благодарности

Часть результатов исследований получена в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, проект № FSZU-2020-0009

Acknowledgments

Some of the research results were obtained within the framework of the State Assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, project No. FSZU-2020-0009

Список литературы

1. Воробьев В.Н., Кочанов С.Ю., Смирнов Н.П. Сезонные и многолетние колебания уровня морей Северного Ледовитого океана. СПб: Изд. РГГМУ, 2000. 113 с.
2. Малинин В.Н. Изменения уровня Мирового океана и климата // Ученые записки РГГМУ. 2015. № 41. С. 100—115.
3. Малинин В.Н. К анализу тренда в уровне Мирового океана // Известия РГО. 2010. № 142, вып. 5. С. 1—9.
4. Малинин В.Н. Изменчивость глобального водообмена в условиях меняющегося климата // Водные ресурсы. 2009. Т. 36, № 1. С. 1—14.
5. Малинин В.Н. Влагообмен в системе «океан — атмосфера». Л.: Гидрометеиздат, 1994. 197 с.

6. *Малинин В.Н., Глок Н.И.* Использование спутниковых данных о температуре поверхностного слоя воды для оценки стерических колебаний уровня Мирового океана // Исследование Земли из космоса. 2014. № 3. С. 27—32.
7. *Малинин В.Н., Шевчук О.И.* О возможных изменениях уровня Мирового океана в ближайшие десятилетия // Общество. Среда. Развитие. 2009. № 2. С. 172—180.
8. *Малинин В.Н., Шевчук О.И.* Эвстатические колебания уровня Мирового океана в современных климатических условиях // Известия РГО. 2008. Т. 140, вып. 4. С. 20—30.
9. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Шевчук О.И.* Изменения уровня Мирового океана в текущем столетии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16, № 5. С. 9—22.
10. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Наумов Л.М.* Влагосодержание атмосферы как климатообразующий фактор // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15, № 3. С. 243—251.
11. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Шевчук О.И.* Изменчивость уровня Мирового океана за последние 140 лет // Ученые записки РГГМУ. 2007. № 4. С. 125—132.
12. *Малинина Ю.В.* К оценке возможного ущерба от возможного повышения уровня океана в XXI столетии // Ученые записки РГГМУ. 2010. № 14. С. 162—176.
13. *Малинин В.Н.* Уровень океана: настоящее и будущее. СПб: изд-во РГГМУ, 2012. 260 с.
14. *Догановский А.М., Малинин В.Н.* Гидросфера Земли. СПб: Гидрометеоздат, 2004. 630 с.
15. *Клиге Р.К.* Изменения глобального водообмена. М.: Наука, 1985. 247 с.
16. *Bouin M.N., We G.* Land motion estimates from GPS at tide gauges: a geophysical evaluation // Geophys. J. Int. 2010. No. 180. P. 193—209. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04411.x
17. IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. Houghton, J.T. et al. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 2001. 881 p.
18. *Church J.A., White N.J.* A 20th century acceleration in global sea-level rise // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33, No. 1. L01602.
19. *Jevrejeva S., Grinsted A., Moore J.C., Holgate S.* Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records // J. Geophys. Res. 2006. V. 111, No. C9. DOI: 10.1029/2005JC003229.
20. *Curry J.* Sea Level and Climate Change: Special Report. Climate Forecast Applications Network, 2018. 79 p. URL: <https://curryja.files.wordpress.com/2018/11/special-report-sea-level-rise3.pdf>.
21. IPCC. AR4 Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller. Cambridge, N.Y.: Cambridge University Press, 2007. 996 p.
22. IPCC. AR5 Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. Cambridge, N.Y.: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
23. *Leuliette E.W., Nerem R.S.* Contributions of Greenland and Antarctica to Global and Regional Sea Level Change // Oceanography. 2016. V. 29, No. 4. P. 154—159. doi.org/10.5670/oceanog.2016.107.
24. *Nerem R.S., Beckley B.D., Fasullo J.T., Hamlington B.D., Masters D., Mitchum G.T.* Climate-change driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era // Proc. National Academy of Sciences. 2018. V. 115, No. 9. P. 2022—2025. DOI: 10.1073/pnas.1717312115.
25. WCRP. Global sea-level budget 1993-present // Earth Syst. Sci. Data. 2018. No. 10. P. 1551—1590.
26. *Frederikse T., Landerer F.W., Caron L.* The imprints of contemporary mass redistribution on regional sea level and vertical land motion observations // Solid Earth Discuss. 2019. <https://doi.org/10.5194/se-2018-128>
27. *Peralta-Ferriz C., Landerer F.W., Chambers D.P., Volkov D., Liovel W.* Remote sensing of bottom pressure from GRACE satellites // US CLIVAR Variations Newsletter Edition. 2017. V. 15, No. 2. P. 22—28.
28. *Rietbroek R., Brunnabenda S-E., Kuschea J., Schröterb J., Dahlec C.* Revisiting the contemporary sea-level budget on global and regional scales // Proc. National Academy of Sciences. 2016. V. 113, No. 6. P. 1504—1509. DOI:10.1073/pnas.1519132113

29. *MacIntosh C.R., Merchant C.J., von Schuckmann K.* Uncertainties in Steric Sea Level Change Estimation During the Satellite Altimeter Era: Concepts and Practices // *Surv. Geophys.* 2018. No. 38. P. 59—87. DOI 10.1007/s10712-016-9387-x
30. NOAA Global and regional sea level rise scenarios for the United States / NOAA Technical Report NOS CO-OPS 083. Maryland: Silver Spring, 2017. 75 p.
31. Водный баланс и колебания уровня Каспийского моря. Моделирование и прогноз. М.: Триада Лтд, 2016. 378 с.
32. *Шило Н.А.* Природа колебаний уровня Каспия // Доклады АН СССР. 1989. Т. 305, № 2. С. 412—416.
33. *Малинин В.Н.* Проблема прогноза уровня Каспийского моря. СПб: изд-во РГГМИ, 1994. 160 с.
34. *Малинин В.Н., Радикевич В.М., Гордеева С.М., Куликова Л.А.* Изменчивость вихревой активности атмосферы над Северной Атлантикой. СПб: Гидрометеоиздат, 2003. 171 с.
35. *Малинин В.Н.* Долгосрочное прогнозирование уровня Каспийского моря // *Известия РАН. Сер. геогр.* 2009. № 6. С. 7—16.
36. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Гурьянов Д.В.* Малопараметрическая модель увлажнения Северо-Западного региона России для условий современных изменений климата // *Ученые записки РГГМУ.* 2014. № 36. С. 35—49.
37. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Горбушина Я.А.* К оценке влияния Северной Атлантики на перенос атмосферной влаги в Европу // *Общество. Среда. Развитие.* 2015. № 3. С. 179—185.
38. *Малинин В.Н., Гордеева С.М.* Уровень Каспийского моря как индикатор крупномасштабного влагообмена в системе океан — атмосфера — суша // *Труды Карельского научного центра РАН.* 2020. № 4. С. 5—20. DOI: 10.17076/lim1156
39. *Малинин В.Н.* О генезисе межгодовых колебаний уровня Каспийского моря // *Водные ресурсы.* 1994. № 4—5. С. 492—499.
40. *Смирнов Н.П., Малинин В.Н.* Водный баланс атмосферы как гидрологическая задача. Л.: изд-во ЛГУ, 1986. 189 с.
41. Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://meteo.ru/data/158total-precipitation#описание-массива-данных> — Российский гидрометеорологический портал: ВНИИГМИ — МЦД. Дата обращения: 1.08.2020.
42. *Bramer M.* Principles of Data Mining. London: Springer-Verlag, 2007. 344 p. doi: 10.1007/978-1-84628-766-4.
43. *Breiman L., Friedman J., Olshen R., Stone C.* Classification and Regression Trees. New York: Chapman and Hall, 1984. 358 p.
44. Interactive Trees (C&RT, CHAID): Statistica Help [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://documentation.statsoft.com/STATISTICAHelp.aspx?path=Gxx/Indices/InteractiveTreesCRTCHAID_HIndex - StatSoft inc. Дата обращения: 1.08.2020.
45. *Malinin V.N., Gordeeva S.M.* Effect of Moisture Exchange in the Northern Atlantic on European Russia Moistening and Annual Volga Runoff // *Water Resources.* 2019. V. 46, No. 3. P. 466—479. doi: 10.1134/S009780781903014X
46. *Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K., Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G.L.* NCEP—DOE AMIP-II reanalysis (R-2) // *Bull. Atmos. Met. Soc.* 2002. V. 83. P. 1631—1643. doi: 10.1175/BAMS-83-11-1631.
47. *Malinin V.N., Gordeeva S.M.* Variability of Evaporation and Precipitation over the Ocean from Satellite Data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2017. V. 53, No. 9. P. 934—944. doi: 10.1134/S0001433817090195
48. *Аверкиев А.С., Клеванный К.А.* Определение траекторий и скоростей циклонов, приводящих к максимальным подъемам воды в Финском заливе // *Метеорология и гидрология.* 2007. № 8. С. 55—63.
49. *Аверкиев А.С., Клеванный К.А.* Расчет экстремальных уровней воды в восточной части Финского залива // *Метеорология и гидрология.* 2009. № 11. С. 59—68.
50. *Павловский А.А., Малинина Ю.В.* Повышение уровня Финского залива в XXI веке: сценарии и последствия. К вопросу о загопленнии береговой зоны в пределах Курортного района Санкт-Петербурга // *Общество. Среда. Развитие.* 2010. № 4. С. 219—226.
51. *Павловский А.А., Митина Ю.В.* Возможные последствия повышения уровня Финского залива в XXI столетии для прибрежных территорий Санкт-Петербурга // *Общество. Среда. Развитие.* 2012. № 1. С. 221—227.

52. Гордеева С.М., Малинин В.Н. О типизации траекторий циклонов, приводящих к невским наводнениям // Общество. Среда. Развитие. 2012. № 2. С. 187—193.
53. Клеванный К.А., Аверкиев А.С. Влияние работы комплекса защитных сооружений Санкт-Петербурга от наводнений на подъем уровня воды в восточной части Финского залива // Общество. Среда. Развитие. 2011. № 1. С. 204—209.
54. Малинин В.Н., Гордеева С.М., Митина Ю.В. Современные колебания морского уровня в Кронштадте и их возможные изменения к концу столетия // Общество. Среда. Развитие. 2010. № 3. С. 251—256.
55. Малинин В.Н., Митина Ю.В., Шевчук О.И. К оценке затопления побережья Курортного района Санкт-Петербурга при прохождении экстремальных наводненческих циклонов // Ученые записки РГГМУ. 2013. № 29. С. 138—145.
56. Малинин В.Н., Гордеева С.М., Митина Ю.В. Изменчивость невских наводнений и морского уровня в современных климатических условиях // Водные ресурсы. 2015. № 5. С. 544—557.
57. Малинин В.Н., Гордеева С.М., Митина Ю.В., Павловский А.А. Негативные последствия штормовых нагонов и «векового» роста уровня в Невской губе // Вода и экология: проблемы и решения. 2018. № 1 (73). С. 48—58.
58. Гордеева С.М., Малинин В.Н. Изменчивость морского уровня Финского залива. СПб: РГГМУ. 2014. 178 с.
59. The BACC II Autor Team. Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. 2015. Springer International Publishing AG Switzerland. DOI 10.1007/978-3-319-16006-1.
60. Meier H.E.M., Broman B., Kjellström E. Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea // Climate Research. 2004. No. 27. P. 59—75.

References

1. Vorob'ev V.N., Kochanov S.Yu., Smirnov N.P. *Sezonnye i mnogoletnie kolebaniya urovnya morei Severnogo Ledovitogo okeana*. Seasonal and long-term fluctuations in the Arctic Ocean sea level. St.Petersburg: RSHU, 2000: 113 p. [In Russian].
2. Malinin V.N. Changes in sea level and climate. *Uchenye zapiski Rossiyskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*. Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University. 2015, 41: 100—115. [In Russian].
3. Malinin V.N. To the analysis of the trend of world ocean level fluctuations. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Proceedings of Russian Geographical Society. 2010, 142 (5): 1—9. [In Russian].
4. Malinin V.N. Variations of global water exchange under changing climate. *Water Resources*. 2009. 36 (1): 12—25.
5. Malinin V.N. *Vlagoobmen v sisteme «okean-atmosfera»*. Moisture exchange in the “ocean-atmosphere” system. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1994: 197. [In Russian].
6. Malinin V.N., Glok N.I. Using satellite data on sea surface temperature to estimate steric fluctuations of global sea level. *Izvestiya atmosfery i okeana*. *Izvestiya atmospheric and oceanic physics, earth observation and remote sensing*. 2014, 3: 27—32. [In Russian].
7. Malinin V.N., Shevchuk O.I. Possible changes in the global sea level in the coming decades. *Obshchestvo. Sreda. Razvitie*. Terra Humana. 2009, 2: 172—180. [In Russian].
8. Malinin V.N., Shevchuk O.I. Eustatic changes of the world ocean level in contemporary climatic conditions. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Proceedings of Russian Geographical Society. 2008, 140(4): 20—30. [In Russian].
9. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Shevchuk O.I. Changes in the global sea level in the current century. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the earth from space. 2019, 16(5): 9—22. [In Russian].
10. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Naumov L.M. Total precipitable water of the atmosphere as a climate forcing factor. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. Current problems in remote sensing of the earth from space. 2018, 15(3): 243—251. [In Russian].
11. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Shevchuk O.I. Variability of the global sea level for the past 140 years. *Uchenye zapiski Rossiyskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*. Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University. 2007, 4: 125—132. [In Russian].

12. Malinina Yu. V. On estimation of possible losses caused by potential sea level rise during the 21st century. *Uchenye zapiski Rossiyskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*. Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University. 2010, 14: 162—176. [In Russian].
13. Malinin V.N. *Uroven' okeana: nastoyashchee i budushchee*. The ocean level: present and future. St. Petersburg: RSHU, 2012: 260 p. [In Russian].
14. Doganovskii A.M., Malinin V.N. *Gidrosfera Zemli*. The hydrosphere of the Earth. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 2004: 630 p. [In Russian].
15. Klige R.K. *Izmeneniya global'nogo vodoobmena*. Changes in global water exchange. Moscow: Nauka, 1985: 247 p. [In Russian].
16. Bouin M.N., We G. Land motion estimates from GPS at tide gauges: a geophysical evaluation. *Geophys. J. Int.* 2010, 180: 193–209. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04411.x
17. IPCC. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge; New York: Cambridge university press, 2001: 881 p.
18. Church J.A., White N.J. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Res. Letters*. 2006, 33(1): L01602.
19. Jevrejeva S., Grinsted A., Moore J. C., Holgate S. Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. *J. Geophysical Research*. 2006, 111(C9). DOI: 10.1029/2005JC003229.
20. Curry J. *Sea Level and Climate Change: Special Report*. Climate Forecast Applications Network. 2018: 79 p. URL: <https://curryja.files.wordpress.com/2018/11/special-report-sea-level-rise3.pdf>.
21. IPCC. *AR4 Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller. Cambridge, N.Y.: Cambridge University Press, 2007: 996 p.
22. IPCC. *AR5 Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Eds. T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. Cambridge, N.Y.: Cambridge University Press, 2013: 1535 p.
23. Leuliette E.W., Nerem R.S. Contributions of Greenland and Antarctica to Global and Regional Sea Level Change. *Oceanography*. 2016, 29 (4): 154—159. doi.org/10.5670/oceanog.2016.107.
24. Nerem R.S., Beckley B.D., Fasullo J.T., Hamlington B.D., Masters D., Mitchum G.T. Climate-change—driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *Proc. National Academy of Sciences*. 2018, 115(9): 2022—2025. DOI: 10.1073/pnas.1717312115.
25. WCRP. *Global sea-level budget 1993-present*. *Earth Syst. Sci. Data*. 2018, 10: 1551—1590.
26. Frederikse T., Landerer F.W., Caron L. The imprints of contemporary mass redistribution on regional sea level and vertical land motion observations. *Solid Earth Discuss.* 2019. <https://doi.org/10.5194/se-2018-128>
27. Peralta-Ferriz C., Landerer F.W., Chambers D.P., Volkov D., Liovel W. Remote sensing of bottom pressure from GRACE satellites. *US CLIVAR Variations Newsletter Edition*. 2017, 15(2): 22—28.
28. Rietbroek R., Brunnabenda S-E., Kuschea J., Schröterb J., Dahlec C. Revisiting the contemporary sea-level budget on global and regional scales. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2016, 113(6): 1504-1509. DOI:10.1073/pnas.1519132113
29. MacIntosh C.R., Merchant C.J., von Schuckmann K. Uncertainties in Steric Sea Level Change Estimation During the Satellite Altimeter Era: Concepts and Practices. *Surv. Geophysics*. 2018, 38: 59—87. DOI 10.1007/s10712-016-9387-x
30. NOAA Global and regional sea level rise scenarios for the United States. NOAA Technical Report NOS CO-OPS 083. Maryland: Silver Spring, 2017: 75 p.
31. *Vodnyi balans i kolebaniya urovnya Kaspiiskogo morya. Modelirovanie i prognoz*. Water balance and fluctuations in the Caspian sea level. Modeling and forecasting. Moscow: Triada Ltd, 2016: 378 p. [In Russian].
32. Shilo N.A. The Nature of fluctuations in the Caspian sea level. *Doklady Akademii Nauk SSSR*. Reports of the USSR Academy of Sciences. 1989, 305(2): 412—416. [In Russian].
33. Malinin V.N. *Problema prognoza urovnya Kaspiiskogo morya*. The problem of forecasting the Caspian sea level. St. Petersburg: RSHI, 1994: 160 p. [In Russian].

34. Malinin V.N., Radikevich V.M., Gordeeva S.M., Kulikova L.A. *Izmenchivost' vikhrevoi aktivnosti atmosfery nad Severnoy Atlantikoi*. Variability of atmospheric vortex activity over the North Atlantic. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 2003: 171 p. [In Russian].
35. Malinin V.N. Long-term forecast of Caspian sea level. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. Proceedings of the RAS. Geographical Series. 2009, 6: 7—16. [In Russian].
36. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Gur'yanov D.V. Simple parametric humidification model of northwest Russia for the conditions of modern climate change. *Uchenye zapiski Rossiyskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*. Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University. 2014, 36: 35—49. [In Russian].
37. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Gorbushina Ya.A. To assess the influence of the North Atlantic on the atmospheric moisture transport to Europe. *Obshchestvo. Sreda. Razvitie*. Terra Humana. 2015, 3: 179—185. [In Russian].
38. Malinin V.N., Gordeeva S.M. Caspian sea level as an indicator of large-scale moisture cycling in the ocean-atmosphere-land system. *Trudy Karel'skogo nauchnogo tsentra RAN*. Proceedings of the Karelian Scientific Center of RAS. 2020, 4: 5—20. DOI: 10.17076/lim1156. [In Russian].
39. Malinin V.N. On the genesis of interannual fluctuations in the Caspian sea level. *Vodnye resursy*. Water resources. 1994, 4—5: 492—499. [In Russian].
40. Smirnov N.P., Malinin V.N. *Vodnyi balans atmosfery kak gidrologicheskaya zadacha*. Water balance of the atmosphere as a hydrological problem. Leningrad: LSU, 1986: 189 p. [In Russian].
41. *Description of Data Set. Temperature and precipitation*. [Electronic resource]. URL: http://meteo.ru/english/climate/d_temp.php — Russian Hydrometeorological portal: RIHMI-WDC (1.08.2020).
42. *Bramer M. Principles of Data Mining*. London: Springer-Verlag, 2007: 344 p. doi: 10.1007/978-1-84628-766-4.
43. *Breiman L., Friedman J., Olshen R., Stone C. Classification and Regression Trees*. New York: Chapman and Hall, 1984: 358 p.
44. Interactive Trees (C&RT, CHAID): Statistica Help [Electronic resource]. URL: http://documentation.statsoft.com/STATISTICAHelp.aspx?path=Gxx/Indices/InteractiveTreesCRTCHAID_HIndex - StatSoft inc. (1.08.2020).
45. Malinin V.N., Gordeeva S.M. Effect of Moisture Exchange in the Northern Atlantic on European Russia Moistening and Annual Volga Runoff. *Water Resources*. 2019, 46(3): 466—479. doi: 10.1134/S009780781903014X
46. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K., Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G. L. NCEP—DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull. of the Atmos. Met. Soc.* 2002, 83: 1631—1643. doi: 10.1175/BAMS-83-11-1631.
47. Malinin V.N., Gordeeva S.M. Variability of Evaporation and Precipitation over the Ocean from Satellite Data. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017, 53(9): 934—944. doi: 10.1134/S0001433817090195
48. Averkiev A.S., Klevannyi K.A. Determining cyclone trajectories and velocities leading to extreme sea level rises in the Gulf of Finland. *Meteorologiya i gidrologiya*. Russian meteorology and hydrology. 2007, 32 (8): 514—519.
49. Averkiev A.S., Klevannyi K.A. Calculation of extreme water levels in the eastern part of the Gulf of Finland. *Meteorologiya i gidrologiya*. Russian meteorology and hydrology. 2009, 34 (11): 741—747.
50. Pavlovskii A.A., Malinina Yu.V. The rise of the Gulf of Finland sea level in the twenty-first century: scenarios and consequences. On the issue of coastal zone flooding within the Primorskiy district of Saint Petersburg. *Obshchestvo. Sreda. Razvitie*. Terra Humana. 2010, 4: 219—226. [In Russian].
51. Pavlovskii A.A., Mitina Yu.V. Possible consequences of the increase in the Gulf of Finland level in the XXI century for the coastal territories of St. Petersburg. *Obshchestvo. Sreda. Razvitie*. Terra Humana. 2012, 1: 221—227. [In Russian].
52. Gordeeva S.M., Malinin V.N. On typifying the cyclones tracks that lead to the Neva floods. *Obshchestvo. Sreda. Razvitie*. Terra Humana. 2012, 2: 187—193. [In Russian].
53. Klevannyi K.A., Averkiev A.S. Impact of the Saint Petersburg flood protection complex on water level rise in the Eastern part of the Gulf of Finland. *Obshchestvo. Sreda. Razvitie*. Terra Humana. 2011, 1: 204—209. [In Russian].

54. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Mitina Yu.V. Modern fluctuations of the sea level in Kronstadt and their possible changes by the end of the century. *Obshchestvo. Sreda. Razvitie*. Terra Humana. 2010, 3: 251—256. [In Russian].
55. Malinin V.N., Mitina Yu.V., Shevchuk O.I. To the assessment of flooding coast resort area of St.-Petersburg at the passage of extreme cyclones. *Uchenye zapiski Rossiyskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*. Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University. 2013, 29: 138—145. [In Russian].
56. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Mitina Yu.V. Variations of Neva floods and sea level in the Gulf of Finland under current climatic conditions. *Water resources*. 2015, 42 (5): 699—711.
57. Malinin V.N., Gordeeva S.M., Mitina Yu.V., Pavlovsky A.A. The negative consequences of storm surge—sand the “age-old” level rise in the Neva bay. *Voda i ekologiya: problemy i resheniya*. Water and Ecology. 2018, 1: 48—58. [In Russian].
58. Gordeeva S.M., Malinin V.N. *Izmenchivost' morskogo urovnya Finskogo zaliva*. Gulf of Finland sea level variability. St. Petersburg: RSHU, 2014: 178 p. [In Russian].
59. The BACC II Autor Team. *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. Springer International Publishing AG Switzerland. 2015. DOI 10.1007/978-3-319-16006-1.
60. Meier H.E.M., Broman B., Kjellström E. Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea. *Climate Research*. 2004, 27: 59—75.

Конфликт интересов: Конфликт интересов отсутствует.

*Статья поступила 01.08.2020
Принята к публикации 24.08.2020*

Сведения об авторах

Малинин Валерий Николаевич, д-р геогр. наук, профессор, профессор кафедры прикладной океанографии ЮНЕСКО — МОК и комплексного управления прибрежными зонами Института гидрологии и океанологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, malinin@rshu.ru

Гордеева Светлана Михайловна, канд. геогр. наук, доцент, доцент профессор кафедры прикладной океанографии ЮНЕСКО — МОК и комплексного управления прибрежными зонами Института гидрологии и океанологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, gordeeva@rshu.ru

Митина Юлия Валерьевна, канд. геогр. наук, доцент кафедры иностранных языков Института «Полярная академия», Российский государственный гидрометеорологический университет, julia3000@mail.ru

Шевчук Олег Игоревич, канд. геогр. наук, доцент кафедры океанологии Института гидрологии и океанологии, Российский государственный гидрометеорологический университет, ocf@rshu.ru

Information about authors

Malinin Valery Nikolaevich, Grand PhD (Geogr. Sci.), Professor, Russian State Hydrometeorological University, Institute of Hydrology and Oceanology, UNESCO-IOC Department of Applied Oceanography and Integrated Coastal Zone Management, Professor

Gordeeva Svetlana Mikhailovna, PhD (Geogr. Sci.), Associate Professor, Russian State Hydrometeorological University, Institute of Hydrology and Oceanology, UNESCO-IOC Department of Applied Oceanography and Integrated Coastal Zone Management, Associate Professor

Mitina Yulia Valerievna, PhD (Geogr. Sci.), Russian State Hydrometeorological University, Polar Academy Institute, Department of Foreign Languages, Associate Professor

Shevchuk Oleg Igorevich, PhD (Geogr. Sci.), Russian State Hydrometeorological University, Institute of Hydrology and Oceanology, Department of Oceanology, Associate Professor