

## ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВОД СУШИ С ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДОЙ

УДК 556.1

### ВЛИЯНИЕ ВЛАГООБМЕНА В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ НА УВЛАЖНЕНИЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ И ГОДОВОЙ СТОК ВОЛГИ

© 2019 г. В. Н. Малинин<sup>1,\*</sup>, С. М. Гордеева<sup>1,\*\*</sup>

<sup>1</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет,  
Россия 195196 Санкт-Петербург  
e-mail: \*malinin@rshu.ru; \*\*gordeeva@rshu.ru

Поступила в редакцию 01.03.2017 г.

После доработки 21.01.2018 г.

Принята к публикации 06.02.2018 г.

Рассмотрена взаимосвязь компонентов гидрологического цикла в системе океан–атмосфера–поверхность суши. С использованием различных архивов реанализа выполнены расчеты и изучены закономерности межгодовой изменчивости испарения и осадков в Северной Атлантике и их влияние на зональный перенос водяного пара на европейский континент. Построены статистические модели среднегодового полного потока влаги на меридиональном разрезе 5° в.д. в зависимости от испарения в Северной Атлантике. Выявлен вклад зонального переноса водяного пара на меридиане 5° в.д. в дисперсию суммарных за холодный и теплый периоды года количеств осадков в бассейне Волги. Построены малопараметрические модели прогноза годового стока р. Волги в зависимости от осадков методами множественной регрессии и деревьев решений (decision trees).

*Ключевые слова:* испарение, осадки, Северная Атлантика, атмосферный перенос водяного пара, увлажнение, сток Волги, моделирование, деревья решений.

DOI: 10.31857/S0321-0596463318-332

#### ВВЕДЕНИЕ

Выявление генезиса межгодовой изменчивости и построение моделей долгосрочного прогноза характеристик увлажнения территории и речного стока в условиях современных изменений климата не только представляет собой фундаментальную научную проблему, но также имеет важное экономическое значение. В работах [2, 3] речной сток рассматривается как компонент глобальной климатической системы и важнейший индикатор интенсивности гидрологического цикла. Очевидно, что причинно-следственные связи речного стока и увлажнения территории с определяющими факторами следует устанавливать в рамках уравнений гидрологического цикла для системы океан–атмосфера–суша. Так, в работе [12] показано, что количество выпадающих в бассейне Волги осадков за холодный период года прямо пропорционально интенсивности адвективного переноса водяного пара, обусловленного общей циркуляцией атмосферы. Известно также, что испарение с акватории Северной Атлантики (СА) – един-

ственный источник осадков на европейской части России (ЕЧР) в холодный период и преимущественный – в теплый период года. Естественно, что испарение в СА через атмосферный перенос водяного пара оказывает определяющее влияние на изменчивость увлажнения ЕЧР.

В работе [6] предложена приближенная генетическая концепция формирования межгодовых колебаний увлажнения поверхности суши ЕЧР. Если в результате крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в СА в холодный период года усиливается зональный перенос водяного пара на континент, включая ЕЧР, то, соответственно, большее количество осадков выпадает в бассейне р. Волги и других крупных рек ЕЧР, что усиливает увлажнение и приводит к повышению годового стока рек. Если зональный перенос влаги ослабевает и, соответственно, усиливается меридиональный перенос, то картина меняется на противоположную. В дальнейшем в [8] уточнена данная концепция применительно к взаимодействию океана и атмосферы в СА, суть которых состоит в следующем (рис. 1).



Рис. 1. Концептуальная схема формирования меж-годовых колебаний увлажнения на ЕЧР [8].

С одной стороны, при усилении циклонической активности в СА, прежде всего в области исландской депрессии, увеличивается испарение и понижается температура воды на поверхности океана. При этом увеличивается влагосодержание атмосферы. С другой стороны, возрастание циклонической активности способствует повышению "эффективной" скорости горизонтального переноса атмосферной влаги, характеризующей скорость перемещения водяного пара за счет общей циркуляции и синоптических вихрей, т.е. циклонов.

Цель данной работы – детальное исследование влияния влагообмена между океаном и атмосферой в СА через горизонтальный перенос водяного пара в атмосфере на межгодовую изменчивость увлажнения ЕЧР и годовой сток р. Волги. Отметим, что зарубежные исследования, посвященные данной проблеме, отсутствуют. В соответствии с поставленной целью решались следующие задачи:

выявление закономерностей крупномасштабной межгодовой изменчивости испарения и осадков в СА в условиях современных изменений климата;

выявление закономерностей межгодовых колебаний интегрального переноса атмосферной влаги с океана на континент и оценка его влияния на увлажнение ЕЧР;

построение малопараметрических моделей прогноза годового стока Волги в зависимости от увлажнения в ее бассейне.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В связи с комплексным характером рассматриваемых задач в данной работе использовано

большое количество различных архивов. Для оценки среднемесячных значений испарения ( $E$ ) и осадков ( $P$ ) в Северной Атлантике использованы следующие архивы:

OAFlux (Objectively Analyzed air-sea Heat Fluxes), документация на который дается в работе [28];

PMWC (Passive Microwave Water Cycle Dataset) V.01b, рассчитанный в рамках программы NASA Energy and Water Cycle Study (NEW) компании Remote Sensing Systems (REMSS) [19];

HOAPS-3 (Hamburg Ocean-Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data) [15];

GPCP (Global Precipitation Climatology Project) Version 2.2 [14];

NCEP-NCAR Reanalysis CDAS (Climate Data Assimilation System) [22];

NCEP-DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (Reanalysis-2) [23].

Так как данные указанных архивов имеют различное пространственное разрешение (от  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  до  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ), то предварительно выполнялись усреднение среднемесячных полей  $E$  и  $P$  в пятиградусные "квадраты" с последующим расчетом полей  $E-P$ . При этом из архива OAFlux выбирались только данные испарения, а из архива GPCP – осадки. Поэтому оценки  $E-P$  определялись как разность испарения и осадков по этим архивам. Для остальных вариантов (REMSS, HOAPS-3, CDAS и Reanalysis-2)  $E-P$  оценивались непосредственно по данным своего архива. Далее в результате усреднения полей  $E$ ,  $P$  и  $E-P$  с учетом площадей квадратов для акватории СА в целом ( $30-70^\circ$  с.ш.) были получены временные ряды годовых значений указанных параметров. Отметим, что архивы REMSS, HOAPS-3 – полностью спутниковые, т.е. все их параметры определяются на основе дистанционных наблюдений со спутников.

Для оценки вертикально-интегрированных горизонтальных потоков водяного пара использовались два архива:

– аэрологический, IGRA (Integrated Global Radiosonde Archive), Национального центра климатических данных (NCDC) США [18];

– NCEP-DOE AMIP-II (Atmospheric Model Intercomparison Project) reanalysis (Reanalysis-2) [23].

В архиве IGRA сосредоточена срочная (4 раза в сутки) информация на более чем 1500 станций с различными периодами наблюдений, начиная с ноября 1979 г. до настоящего времени. Информация включает в себя следующие данные: атмосферное давление, температура воздуха, точка росы, направление и скорость ветра, геопотенциальная высота на основных изобарических поверхностях от 1000 до 100 мб. Указанный архив находится в свободном доступе в системе Интернет [20] и оперативно пополняется.

Архив NCEP-DOE – продолжение 50-летнего проекта (с 1948 г. по настоящее время) NCEP-NCAR Reanalysis, который охватывает спутниковый период с 1979 г. по настоящее время. Он использует обновленные модели прогноза, ассимиляции данных, улучшенные диагностические результаты, в том числе исправления ошибок обработки, выявленных в NCEP-NCAR Reanalysis. В Reanalysis-2 сделаны также значительные уточнения параметров потоков для суши и океана у земной поверхности. Срочные 6-часовые аэрологические данные по температуре воздуха, относительной влажности, скорости и направлению ветра, геопотенциальной высоте представлены для стандартных изобарических поверхностей (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300 гПа) в узлах  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  географической сетки. Данные NCEP-DOE Reanalysis-2 находятся в свободном доступе [25].

Для оценки характеристик увлажнения источником исходной информации послужил архив ВНИИГМИ-МЦД [13], содержащий данные срочных инструментальных наблюдений почти на 500 метеорологических станциях России в основном с 1950 г., когда сеть станций резко выросла. Использованы данные по осадкам на станциях, расположенных в бассейне Волги. Временные ряды по осадкам в этом архиве имеются с 1966 г., когда на метеорологических станциях был закончен переход к осадкомеру Третьякова и с января 1966 г. начала вводиться поправка на смачивание. После 1966 г. изменений в методиках измерений и обработки данных не было, поэтому ряды сумм осадков можно считать однородными [11].

### ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ВЛАГООБМЕН В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Вертикальный влагообмен между океаном и атмосферой представляет собой два противо-

положно направленных потока влаги – испарения и осадков. Их разность, называемая эффективным испарением ( $E - P$ ), входит в интегральное уравнение водного баланса атмосферы, которое запишем в следующем виде [5]:

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \text{div}F = E - P, \quad (1)$$

здесь  $W$  – общее влагосодержание атмосферы (“осажденная вода”),  $F$  – вертикально-интегрированный горизонтальный полный поток водяного пара. Как правило, величина  $\partial W/\partial t$  существенно меньше  $\text{div}F$ , поэтому для годовых интервалов времени ею обычно пренебрегают. Величина  $\text{div}F$ , исходя из теоремы Остроградского–Гаусса, интерпретируется как разность между выносом атмосферной влаги за пределы рассматриваемой территории и ее вносом внутрь этой территории. Если  $\text{div}F > 0$ , то это означает, что СА – источник влаги, выносимой за ее пределы. Если  $\text{div}F < 0$ , то, наоборот, СА служит стоком влаги, которая вносится извне. Физически это означает, что СА представляет собой источник влаги для европейского континента.

Отметим, что вертикальный влагообмен океана с атмосферой остается наиболее трудно определяемым звеном гидрологического цикла [5, 24], поскольку оценки компонентов влагообмена в большинстве архивов не отвечают элементарным физическим критериям точности. Так, эффективное испарение ( $E - P$ ), усредненное для Мирового океана за длительный многолетний период времени, должно соответствовать суммарному притоку пресных вод к океану, который определяется со значительно более высокой точностью, чем эффективное испарение. В работе [26] приведены результаты расчетов испарения и осадков над Мировым океаном за 2002–2008 гг. для восьми различных видов реанализа. Оказалось, что для четырех из них (MERRA,  $R^2$ , ERA-40, CFSR) эффективное испарение имеет отрицательную величину, т.е. количество осадков больше величины испарения, что с физической точки зрения – абсурд. Однако при удлинении расчетного периода оценки величины испарения и количества осадков становятся более точными. Об этом свидетельствуют результаты их расчета за 35-летний (1979–2014 гг.) период для 12-ти видов реанализа, выполненные в работе [27].

Вследствие сложности контроля точности величины испарения и количества осадков

**Таблица 1.** Статистические характеристики годовых значений испарения, осадков и их разности, осредненных по акватории Северной Атлантики (СА) (30–70° с.ш.) за различные периоды времени в мм/год

| Характеристика | OAFflux,<br>GPCP<br>1981–2012 гг. | HOAPS,<br>1988–<br>2008 гг. | REMSS,<br>1988–<br>2009 гг. | CDAS,<br>1981–<br>2002 гг. | Reanalysis-2,<br>1979–2014 гг. | Климатические<br>данные |      |
|----------------|-----------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------------------|-------------------------|------|
|                |                                   |                             |                             |                            |                                | [9]                     | [5]  |
| Испарение      |                                   |                             |                             |                            |                                |                         |      |
| Среднее        | 1077                              | 1102                        | 1161                        | 1135                       | 1394                           | 1353                    | 1434 |
| $R^2$          | 0.36                              | 0.82                        | 0.41                        | 0.49                       | 0.71                           |                         |      |
| $Tr$           | 1.8                               | 8.40                        | 2.20                        | 4.0                        | 5.1                            |                         |      |
| Осадки         |                                   |                             |                             |                            |                                |                         |      |
| Среднее        | 1230                              | 1007                        | 1296                        | 942                        | 1184                           | 968                     | 1075 |
| $R^2$          | 0.64                              | 0.17                        | 0.27                        | 0.60                       | 0.71                           |                         |      |
| $Tr$           | -5.8                              | -3.65                       | -5.48                       | 6.2                        | 6.0                            |                         |      |
| Разность $E-P$ |                                   |                             |                             |                            |                                |                         |      |
| Среднее        | -153                              | 95                          | -135                        | 193                        | 210                            | 385                     | 359  |
| $R^2$          | 0.69                              | 0.59                        | 0.43                        | 0.15                       | 0.08                           |                         |      |
| $Tr$           | 7.6                               | 12.41                       | 7.30                        | -2.2                       | -0.9                           |                         |      |

в региональном масштабе приходится оценивать их достоверность только на качественном уровне. В табл. 1 приведены годовые статистические оценки величины испарения, количества осадков и их разности, усредненные по акватории СА (30–70° с.ш.) за различные периоды времени (мм/год), рассчитанные по данным указанных выше различных архивов. К ним относятся средние многолетние значения, оценки линейного тренда  $Tr$  и коэффициент детерминации  $R^2$ , показывающий вклад тренда в дисперсию исходных рядов. Дополнительно в табл. 1 представлены среднемноголетние значения компонентов влагообмена, вычисленные по климатологическим данным приводного слоя атмосферы над океаном [5, 9].

Прежде всего обращает на себя внимание большой разброс в оценках величины испарения и количества осадков, превышающий 300 мм/год. Если климатологические оценки испарения, исключая архив Reanalysis-2, существенно выше, то климатологические оценки количества осадков находятся внутри диапазона изменчивости осадков, определенных по архивам реанализа. Из табл. 1 также видно, что эффективное испарение, рассчитанное по архивам OAFflux, GPCP и REMSS, имеет отрицательные величины. Этого в принципе не может быть, поскольку акватория СА становится стоком влаги вместо ее источника.

Очевидно также, что эффективное испарение, определенное по архиву HOAPS-3, суще-

ственно занижено и примерно в четыре раза меньше климатологических оценок  $E-P$ . Абсолютно нереалистичен и тренд для эффективного испарения, который составляет 12.4 мм/год. В соответствии с ним эффективное испарение за 21 год (1988–2008 гг.) должно повыситься на 260.4 мм, что превышает среднюю величину  $E-P$  почти в три раза. Это означает, что должно происходить резкое усиление выноса водяного пара за пределы СА. Как показано в табл. 2, в действительности положительные тренды в переносе водяного пара в Европу отсутствуют. Поэтому можно утверждать, что на современном этапе данные архивов OAFflux, HOAPS, GPCP и REMSS не позволяют надежно определять испарение и осадки на акватории СА.

Таким образом, наиболее разумные оценки компонентов влагообмена характерны для архивов CDAS и Reanalysis-2, причем второй, по сути, – улучшенный вариант первого. Поэтому он принят за основу в данной работе.

#### МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРЕНОСА АТМОСФЕРНОЙ ВЛАГИ С СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ НА ЕВРОПЕЙСКИЙ КОНТИНЕНТ

Приход влаги на европейский континент осуществляется преимущественно за счет зональной циркуляции атмосферы в СА. Вертикально интегрированный полный зональный поток водяного пара может быть определен следующим образом:



**Таблица 2.** Распределение статистических характеристик полного зонального потока водяного пара для холодного (октябрь–март) и теплого (апрель–сентябрь) полугодий и за год в целом за 1980–2014 гг. на меридиональном разрезе 5° в.д.

| Широта,<br>град. | Среднее, кг/м с |                |                | Коэффициент вариации |                |                | Величина тренда $Tr$ |                |                |
|------------------|-----------------|----------------|----------------|----------------------|----------------|----------------|----------------------|----------------|----------------|
|                  | Год             | $F_{x(X-III)}$ | $F_{x(IV-IX)}$ | Год                  | $F_{x(X-III)}$ | $F_{x(IV-IX)}$ | Год                  | $F_{x(X-III)}$ | $F_{x(IV-IX)}$ |
| 70               | 26.79           | 28.24          | 25.45          | 0.35                 | 0.46           | 0.61           | 0.00                 | -0.06          | 0.07           |
| 67.5             | 38.02           | 42.44          | 33.97          | 0.28                 | 0.38           | 0.45           | -0.13                | -0.05          | -0.19          |
| 65               | 48.20           | 55.58          | 41.34          | 0.27                 | 0.36           | 0.40           | -0.20                | -0.05          | -0.34          |
| 62.5             | 55.91           | 65.61          | 46.85          | 0.27                 | 0.36           | 0.37           | -0.28                | -0.22          | -0.39          |
| 60               | 59.52           | 68.88          | 50.97          | 0.25                 | 0.37           | 0.31           | -0.22                | -0.37          | -0.20          |
| 57.5             | 66.08           | 73.63          | 59.58          | 0.23                 | 0.38           | 0.26           | -0.23                | -0.60          | -0.03          |
| 55               | 80.03           | 86.01          | 75.09          | 0.19                 | 0.33           | 0.24           | -0.31                | -0.73          | -0.08          |
| 52.5             | 90.26           | 95.22          | 85.91          | 0.15                 | 0.25           | 0.24           | -0.18                | -0.47          | -0.03          |
| 50               | 84.97           | 86.33          | 83.67          | 0.14                 | 0.23           | 0.22           | -0.11                | -0.34          | 0.06           |
| 47.5             | 70.15           | 67.50          | 72.65          | 0.15                 | 0.28           | 0.22           | -0.06                | -0.37          | 0.24           |
| 45               | 51.12           | 44.90          | 57.26          | 0.18                 | 0.38           | 0.21           | -0.12                | -0.37          | 0.16           |
| 42.5             | 50.37           | 41.13          | 59.53          | 0.18                 | 0.38           | 0.17           | -0.33                | -0.34          | -0.27          |
| 40               | 72.79           | 64.52          | 80.96          | 0.14                 | 0.28           | 0.14           | -0.15                | 0.04           | -0.30          |

$$F_x = \bar{F}_x + F_x' = g^{-1} \int_{P_k}^{P_0} \bar{q} \bar{u} dp + g^{-1} \int_{P_k}^{P_0} q' u' dp, \quad (2)$$

здесь  $g$  — ускорение свободного падения,  $q$  — удельная влажность,  $u$  — зональная компонента скорости ветра (чертой обозначено усреднение во времени, а штрих показывает пульсации характеристик),  $P_0$  и  $P_k$  — атмосферное давление у земной поверхности и на высоте, где влажность становится пренебрежимо малой. Обычно этот интеграл находится численными методами по известным вертикальным профилям влажности и скорости ветра, т.е. по аэрологическим данным. В основном в численных расчетах ограничиваются содержанием влаги в пределах тропосферы [5]. В формуле (2)  $\bar{F}_x$  и  $F_x'$  представляют собой соответственно адвективный и вихревой зональные потоки водяного пара. Считается, что при временном осреднении 1 мес. адвективная компонента характеризует поток атмосферной влаги за счет средней во времени (общей) циркуляции, а вихревая — перенос влаги за счет макротурбулентности, обусловленный главным образом циклонами и антициклонами. Однако такое утверждение подразумевает, что атмосферные вихри отделены между собой значительными временными промежутками. В том случае, когда вихри следуют почти непрерывно друг за другом, они становятся частью общей циркуляции атмосферы. Особенно это характерно для холодного периода года, когда интенсивность циклонической активности над СА резко возрастает.

Если для оценки полного потока влаги  $F_x$  необходимы срочные ( $\geq 2$  раза в сутки) данные радиовеетрового зондирования, то адвективный перенос  $\bar{F}_x$  может быть рассчитан по среднемесячным данным о ветре и влажности воздуха. В связи с этим расчет полного потока влаги, особенно за длительный период времени, представляет собой весьма сложную задачу и не всегда оказывается возможным по техническим причинам или из-за отсутствия необходимых данных [5].

Возможны два варианта оценки потоков водяного пара. Прежде всего, это использование данных стационарных аэрологических станций, расположенных на побережье океана. С этой целью может быть использован глобальный архив IGRA. Однако анализ этого архива показал, что аэрологические станции на восточном побережье СА расположены весьма хаотично и в их данных много пропусков, что существенно затрудняет их обработку. Другой вариант — оценка интегрального переноса влаги на основе архивов реанализа. В данной работе предпочтение отдано архиву Reanalysis-2.

Очень важна оценка точности расчета потоков водяного пара по архиву Reanalysis-2. С этой целью для трех аэрологических станций, представленных в архиве IGRA, в частности Ставангер (Норвегия, 58.87° с.ш., 5.67° в.д.), Леруик (Шетландские о-ва, 60.13° с.ш., 1.185° з.д.) и Валентия (юго-запад Англии, 51.93° с.ш., 10.25° з.д.), дополнительно рассчитаны средне-

месячные полные зональные потоки влаги за период 1980–2014 гг. В качестве верхней границы интегрирования принималась изобарическая поверхность 300 гПа. Одновременно аналогичные потоки были вычислены по данным архива Reanalysis-2 для ближайших к этим станциям узлов сетки: 57.5° с.ш., 6° в.д.; 60° с.ш., 2.5° з.д.; 52.5° с.ш., 10° з.д. Сопоставление среднемесячных полных зональных потоков водяного пара для указанных станций и ближайших к ним узлов сетки показало их очень большое сходство, причем систематические и случайные расхождения оказались незначительными. Коэффициент детерминации, характеризующий объясненную дисперсию рассчитываемой переменной, меняется в пределах от  $R^2 = 0.81$  (ст. Ставангер) до  $R^2 = 0.94$  (ст. Валентия). Некоторые расхождения по ст. Ставангер вызваны влиянием на перенос влаги подстилающей поверхности в районе этой станции. Отсюда следует, что для оценки потоков атмосферной влаги над океаном с высокой степенью надежности можно использовать архив Reanalysis-2.

Среднемесячные потоки влаги (полные, адвективные, макротурбулентные) рассчитаны по срочным (2 раза в сутки) данным для меридионального разреза по 5° в.д. от 40° с.ш. до 70° с.ш. за период 1980–2014 гг. Именно через этот разрез происходит основной приход атмосферной влаги на территорию Европы, который можно рассматривать как отражение результирующего влияния СА на процессы влагооборота в атмосфере над Европой. Макротурбулентный поток  $F'_x$  определялся как разность полного и адвективного потоков водяного пара. После этого вычислялись средние значения потоков влаги за холодное (октябрь–март) и теплое (апрель–сентябрь) полугодия, а также за год в целом. Вклад вихревого потока влаги в полный перенос в среднем за год максимален в зоне 45–55° с.ш. (до 11%), причем для зимних условий его вклад увеличивается до 17%.

В табл. 2 представлено распределение некоторых статистических характеристик зонального переноса влаги через данный разрез (среднемесячные годовые оценки, коэффициенты вариации и величины линейного тренда). Нетрудно видеть постепенное возрастание переноса влаги в Европу от 70° с.ш. к югу, что связано в основном с быстрым ростом влагосодержания атмосферы. На широте 52.5° с.ш. отмечается максимальный поток водяного пара. Далее к югу он начинает уменьшаться уже под влиянием ослабления скорости ветра. Данная закономерность проявляется во все сезоны года. Отметим, что основные закономерности распределения переноса влаги хорошо соответствуют ранее полученным результатам [5].

Что касается межгодовой изменчивости потоков, то в среднем за год отмечается уменьшение коэффициента вариации в два раза по направлению от северных широт к южным. Изменчивость сезонных потоков существенно больше среднегодовых почти на всех широтах. Отметим отрицательные значения линейных трендов в потоках влаги в течение всего года. Однако они оказываются незначимыми, что означает слабую тенденцию уменьшения переноса влаги на континент. Эти результаты не подтверждают данные большинства архивов реанализа о росте эффективного испарения на акватории СА, но полностью соответствуют результатам Reanalysis-2 (табл. 1).

Для выявления закономерностей межгодовых колебаний переноса влаги использован метод главных компонент (ГК). Разложению были подвергнуты три матрицы полного потока водяного пара (для обоих полугодий и за год в целом) размером 13×35. Вследствие высокой коррелированности потоков влаги получена высокая и почти одинаковая сходимость для всех трех разложений (табл. 3), минимум которой прихо-

**Таблица 3.** Оценки собственных чисел и оценка сходимости разложения на главные компоненты (ГК) полного зонального потока водяного пара для холодного (октябрь–март) и теплого (апрель–сентябрь) полугодий и за год в целом за 1980–2014 гг. на меридиональном разрезе 5° в.д.

| Параметры разложения    | Год  |      |      | Холодное полугодие |      | Теплое полугодие |      |      |
|-------------------------|------|------|------|--------------------|------|------------------|------|------|
|                         | 1 ГК | 2 ГК | 3 ГК | 1 ГК               | 2 ГК | 1 ГК             | 2 ГК | 3 ГК |
| Собственное число       | 6.2  | 4.3  | 1.1  | 7.3                | 4.4  | 6.5              | 3.3  | 1.7  |
| Доля от общей дисперсии | 0.48 | 0.33 | 0.09 | 0.56               | 0.34 | 0.50             | 0.26 | 0.13 |
| Накопленная дисперсия   | 0.90 |      |      | 0.90               |      | 0.89             |      |      |

дится на теплое полугодие и составляет 89% от дисперсии исходного поля.

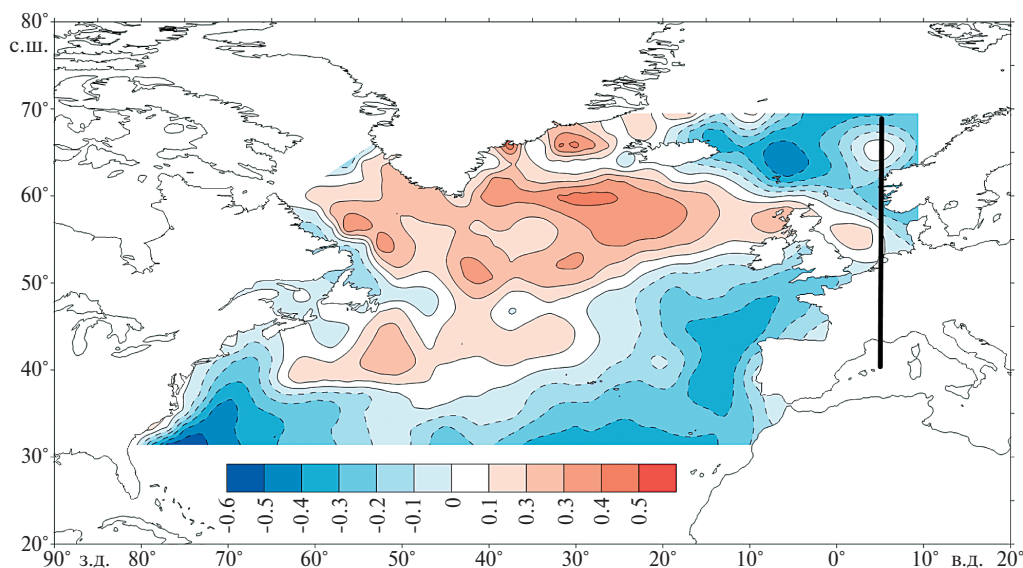
Анализ собственных векторов разложения (нагрузок ГК) свидетельствует об их четкой структурированности, которая заключается в том, что легко выделяются квазиоднородные зоны по характеру межгодовых колебаний переноса водяного пара.

Для годовых величин потока влаги первый собственный вектор характеризует северную зону 60–70° с.ш., второй – центральную (50–57.5° с.ш.), третий – южную (40–47.5° с.ш.). В холодный период в первом собственном векторе отмечается резко выраженная оппозиция между южным (южнее 42.5° с.ш.) и северным (севернее 57.5° с.ш.) районами: усиление переноса в одном из них ведет к ослаблению в другом и наоборот. Второй собственный вектор характеризует центральную зону (45–55° с.ш.). Наконец, в теплый период можно выделить 4 широтные зоны, границы которых проходят по 43°, 53° и 62° с.ш.

На рис. 2 представлено пространственное распределение значений коэффициентов корреляции между испарением с акватории СА и первой ГК полного зонального переноса влаги на меридиональном разрезе 5° в.д. для средних годовых условий. Из рис. 2 видно, что значимая на уровне  $\alpha = 0.05$  корреляция ( $|r| > 0.33$ ) отмечается на значительной части акватории СА, причем

с разными знаками. Мощный очаг отрицательной корреляции отмечается в зоне Исландской депрессии. В его центре корреляция превышает  $r = -0.60$ . Южнее Англии вдоль берегов континента наблюдается продолжение этого очага. Большая часть западной Атлантики находится в зоне положительной корреляции испарения с первой главной компонентой годового переноса влаги. Но значимая корреляция отмечается только южнее Исландии в зоне Лабрадорского и Североатлантического течений. Итак, усиление первой ГК зонального переноса влаги обусловлено в основном повышением испарения в западной части СА и его уменьшением в восточной части СА.

Пространственное распределение значений коэффициентов корреляции между испарением и второй ГК полного зонального переноса влаги имеет более простой характер по сравнению с изображенным на рис. 2. Севернее линии нулевой корреляции, простирающейся от Ньюфаундленда до Ирландии, корреляция положительная, южнее – отрицательная. При этом максимум отрицательной корреляции отмечается в районе Азорского антициклона, а положительной – чуть южнее Исландии. Однако проверка связи Североатлантического колебания с градиентом испарения между Азорскими о-вами и Исландией не выявила между ними значимой корреляции. Что касается распределения коэффициентов корреляции испарения в СА с третьей ГК, то



**Рис. 2.** Пространственное распределение коэффициентов корреляции между испарением с акватории СА и первой ГК полного зонального переноса влаги на меридиональном разрезе 5° в.д. для средних годовых условий. Вертикальная линия – меридиональный разрез зонального переноса влаги на 5° в.д. Отрицательные значения коэффициента корреляции изображены пунктирными изолиниями.

**Таблица 4.** Статистические характеристики моделей множественной линейной регрессии первых трех компонент разложения (ГК) среднегодовых значений годового полного потока влаги на меридиональном разрезе 5° в.д. с реперными точками испарения в СА

| Функция отклика | Количество точек | Коэффициент детерминации по зависимой выборке, $R^2$ | Критерий Фишера, $F$ | Стандартная ошибка, $\sigma_\epsilon$ | Максимальный уровень значимости |
|-----------------|------------------|--|----------------------|---------------------------------------|---------------------------------|
| 1 ГК            | 7                | 0.70   | 8.9                  | 0.62                                  | 0.08                            |
| 2 ГК            | 6                | 0.70   | 18.2                 | 0.50                                  | 0.02                            |
| 3 ГК            | 3                | 0.47   | 9.2                  | 0.76                                  | 0.04                            |

какие-либо закономерности их пространственного распределения отсутствуют и выявляется только несколько небольших очагов значимой корреляции.

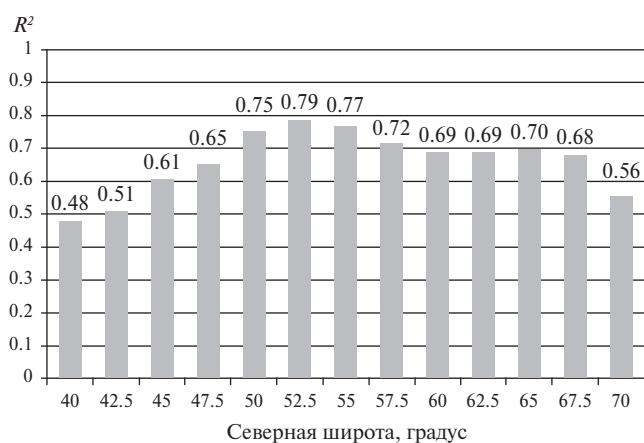
В результате выполненных расчетов были отобраны значимые коэффициенты корреляции, характеризующие реперные районы влияния испарения на перенос атмосферной влаги. После этого для каждой из трех ГК переноса водяного пара рассчитывались модели множественной линейной регрессии (МЛР) методом включения переменных. Модель считалась оптимальной, если критерий Фишера значимый ( $F > 4.0$ ), а максимальный уровень значимости оценки каждого коэффициента регрессии  $< 10\%$  [7]. Статистические характеристики оптимальных моделей МЛР первых трех ГК с реперными точками испарения в СА для годовых условий приведены в табл. 4. Видно, что общее число реперных точек равно 16. Качество первых двух моделей довольно высокое, качество третьей — заметно хуже. Однако, поскольку вклад третьей ГК в дисперсию исходного поля составляет лишь 9%, это не должно заметно сказаться на

точности восстановления поля переноса водяного пара на разрезе 5° в.д.

Для трех ГК по 16-ти реперным точкам испарения выполнено восстановление фактического поля годовых значений переноса влаги на разрезе 5° в.д. в 13-ти точках. Точность восстановления представлена на рис. 3. Видно, что, исключая области южнее 45° с.ш. и севернее 67.5° с.ш., горизонтальный перенос описывается с высокой точностью. Коэффициент детерминации, показывающий долю объясненной дисперсии годовых значений переноса влаги, —  $R^2 = 0.65–0.79$ . При этом средний коэффициент детерминации по 13-ти точкам —  $R^2 = 0.66$ . Отметим, что для холодного полугодия даже по пяти реперным точкам испарения в СА можно рассчитать значения  $F_x$  над Норвежским морем с точностью  $R^2 = 0.69–0.76$ .

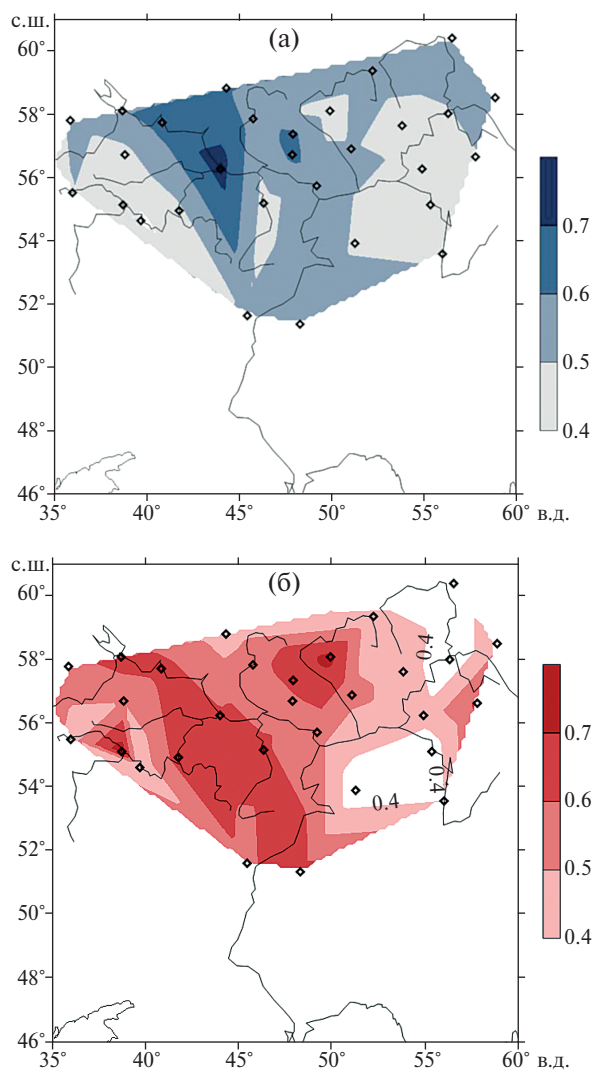
Как известно, под увлажнением поверхности суши принято понимать разность  $P-E$ . В холодный период года осадки полностью определяют увлажнение территории. В теплый период межгодовая изменчивость испарения значительно уступает изменчивости осадков почти над всей ЕЧР [6], которые также можно рассматривать в качестве индикатора увлажнения. Известно, что водяной пар из Атлантики в основном приносится на территорию водосбора Волги с трех сторон: через его западную границу, с севера (с Баренцева моря) и с юга (с Черного моря), причем в основном за счет зонального переноса влаги. В связи с этим естественно ожидать, что осадки могут в значительной степени зависеть от зонального переноса водяного пара через меридиан 5° в.д.

Для 30-ти станций, расположенных в стокоформирующей зоне бассейна Волги, был сформирован архив данных по зимним (октябрь—март) и летним (апрель—сентябрь) осадкам за период 1981–2013 гг., эти данные использовались затем в качестве предикторов при построении



**Рис. 3.** Распределение коэффициента детерминации восстановленных по первым трем главным компонентам годовых значений полного зонального потока влаги на разрезе 5° в.д.





**Рис. 4.** Пространственное распределение коэффициентов детерминации, показывающих суммарный вклад полных зональных потоков влаги в 13-ти 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.

прогностических моделей годового стока. Для каждой из этих станций для холодного и тепло-го периодов года рассчитывались регрессионные модели с полным зональным потоком водяного пара в 13-ти точках на меридиональном разрезе 5° в.д. Это позволило построить карты пространственного распределения коэффициентов детерминации (рис. 4), показывающих суммарный вклад потоков влаги в формирование межгодовой изменчивости осадков.

Как видно из рис. 4, для большей части стокоформирующей зоны бассейна этот вклад превышает 50% как в холодный, так и в теплый пери-

оды года. Очевидно, вклад потоков мог быть еще больше, если бы они рассматривались на западном контуре бассейна. 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 ст. Кумены (58°6' с.ш., 49°54' в.д.), расположенной на водосборе р. Вятки ( $R^2 = 0.73$ ). Средняя для всех станций величина вклада потоков влаги в дисперсию осадков одинакова зимой и летом и составляет  $R^2 = 0.53$ . Это означает, что перенос влаги на меридиане 5° в.д. по мере движения на восток испытывает не очень заметную трансформацию, вследствие чего он в значительной степени определяет изменчивость осадков в бассейне Волги.

#### ПОСТРОЕНИЕ ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ГОДОВОГО СТОКА ВОЛГИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ КОЛИЧЕСТВА ВЫПАВШИХ ОСАДКОВ НА ВОДОСБОРЕ

Как известно, определяющие факторы межгодовых колебаний стока крупных рек следующие: запасы влаги в снежном покрове перед началом снеготаяния, предшествующее осеннее увлажнение почвы, предшествующее летнее увлажнение в апреле–сентябре. Чем больше площадь водосборного бассейна, тем больше вклад этих факторов в колебания стока и тем более длительную их предысторию следует учитывать. Это означает, что сток за текущий ( $i$ -й) год может зависеть не только от увлажнения в предыдущий ( $i-1$ ) год, но и частично за два года до этого ( $i-2$ ). В качестве рабочей гипотезы примем, что накопление влаги (общее увлажнение) в бассейне за два предшествующих началу половодья года практически полностью определяет речной сток в его замыкающем створе до начала следующего половодья [6]. Главное влияние на сток оказывает первый предшествующий год. Влияние второго года сказывается главным образом в аномальные по характеру увлажнения годы. Исходя из данной гипотезы, в качестве годового стока Волги должен приниматься период с апреля по март следующего года. Однако подобный годовой период усреднения значений речного стока не получил распространения на практике. Поэтому перейдем к календарному годовому периоду, т.е. стоку с января по декабрь. Примем во внимание, что межгодовая изменчивость осадков значительно превышает анало-

гичную изменчивость суммарного испарения. Отсюда следует, что испарением с поверхности бассейна можно пренебречь без существенной потери точности в расчетах. В результате модель для годового стока Волги может быть записана в следующем виде:

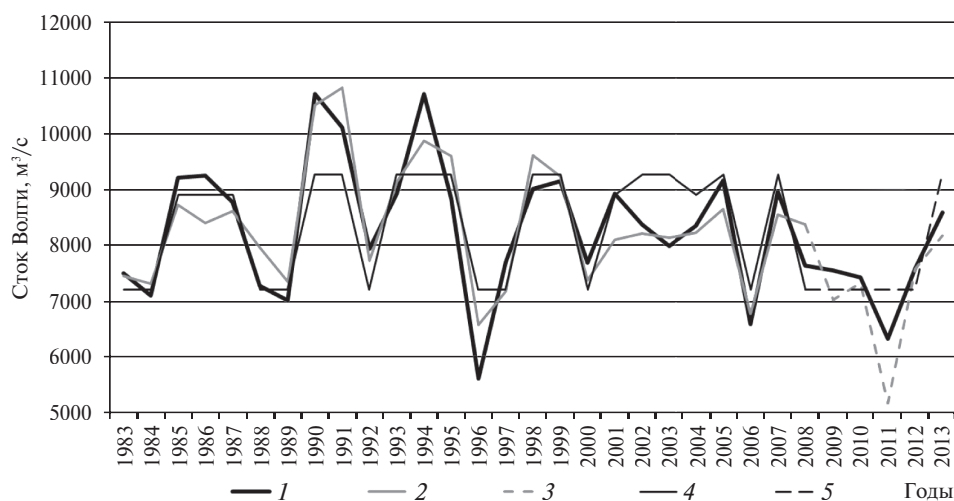
$$Q_i = f(P_{(i-1)j}^x, P_{(i-1)j}^r, P_{(i-2)j}^x, P_{(i-2)j}^r), \quad (3)$$

здесь  $Q_i$  – календарный годовой сток реки;  $P_j^x$ ,  $P_j^r$  – суммарные за холодный (октябрь–март) и теплый (апрель–сентябрь) периоды года осадки на  $j$  станции;  $i$  – номер текущего года;  $i-1$ ,  $i-2$  – номера двух предыдущих лет соответственно. Видно, что осадки за холодный (октябрь–март) период  $i-1$ -го года частично перекрывают рассчитываемый речной сток текущего  $i$ -го года (январь–март). В этом случае минимальная теоретическая заблаговременность расчета годового стока составляет 9 мес., а реальная будет зависеть от заблаговременности получения данных об осадках. Эффективный метод построения статистической модели (3) годового стока Волги – пошаговый алгоритм множественной линейной регрессии.

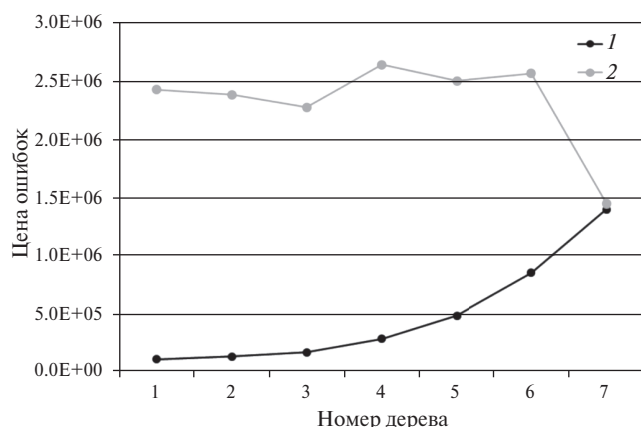
Отметим, что стокоформирующая зона Волги находится выше г. Самары, ниже боковая приточность к реке незначительна. Это означает, что южнее Самары увлажнение почти не сказывается на стоке Волги в замыкающем створе. Поэтому достаточно учитывать осадки только в стокоформирующей зоне Волги. Работоспособность прогностической модели (3) доказана в работе [6], в которой за период 1891–1990 гг.

приведены результаты прогноза годового стока Волги. В качестве предикторов использованы рассчитанные в ГГО осредненные по большому числу осадкомерных пунктов осадки для административных областей ЕЧР [4, 10], расположенных в зоне формирования стока. Стандартная ошибка годового стока по независимым данным за период 1950–1990 гг. составила  $690 \text{ м}^3/\text{с}$ , или 48% от стандартного отклонения годового стока. Естественно, после 1991 г. и резкого уменьшения наблюдательной сети использование осредненных осадков для административных областей стало невозможным. Поэтому возникает вопрос: насколько реально использование сумм осадков для отдельных станций для прогноза стока Волги? В данной работе предикторами послужили суммы осадков в теплое и холодное полугодия за период 1981–2013 гг. для 30-ти станций, расположенных в стокоформирующей зоне бассейна. Таким образом, общее число предикторов, в соответствии с (3), составило  $m = 120$ . При этом зависимая выборка включала в себя 26, независимая – 5 лет (2009–2013 гг.).

С помощью пошаговой процедуры МЛР методом включения переменных удалось построить компактную прогностическую модель стока Волги у г. Волгограда, содержащую 5 переменных. Сопоставление фактических и вычисленных величин стока Волги у г. Волгограда представлено на рис. 5. Первый предиктор в этой модели – зимние осадки в  $i-1$  год в пункте Кумены (водосбор р. Вятки). Корреляция их с годовым стоком Волги равна  $r = 0.55$ . Коэффициент



**Рис. 5.** Сопоставление фактических и вычисленных значений стока р. Волги у г. Волгограда (1 – фактические значения стока; 2 – прогноз стока по модели (4) на зависимой выборке 1983–2008 гг.; 3 – прогноз стока по модели (4) по независимой выборке 2009–2013 гг.; 4 – прогноз стока по дереву решений 5 на зависимой выборке 1983–2008 гг.; 5 – прогноз стока по дереву решений 5 на независимой выборке 2009–2013 гг.).



**Рис. 6.** Распределение значений цены проверки на обучающей (зависимой) выборке (1) и цены ошибки кросс-проверки (2) в зависимости от количества узлов дерева при выявлении связи годового стока Волги с осадками на водосборе за два предшествующих года.

детерминации этой модели  $R^2 = 0.81$ , стандартная ошибка стока по зависимой выборке —  $589 \text{ м}^3/\text{с}$  при стандартном отклонении речного стока  $1207 \text{ м}^3/\text{с}$ . Модель значима по критерию Фишера, а все предикторы значимы по критерию Стьюдента [7]. Стандартная ошибка модели по независимым данным за 2009–2013 гг. составила  $605 \text{ м}^3/\text{с}$ . Отсюда следует, что, несмотря на резкое сокращение густоты осадкомерной сети в 1990-е гг., сохраняется довольно высокая точность прогноза годового стока Волги.

Рассмотрим другой способ построения прогностической модели стока Волги на основе метода деревьев решений (“decision trees”). Описание этого метода дано в работах [16, 17]. В наиболее простом виде дерево решений — это способ представления классифицирующих правил в виде иерархической структуры. Ее основа, имеющая вид дерева, — правила типа “если..., то...”

(“if – then”). Для принятия решения, к какому классу отнести некоторый объект или ситуацию, требуется ответить на вопросы в узлах этого дерева, начиная с его корня. Корень — исходный вопрос, внутренний узел дерева — узел проверки определенного условия. Далее — следующие вопросы, пока не будет достигнут конечный узел дерева, являющийся узлом решения.

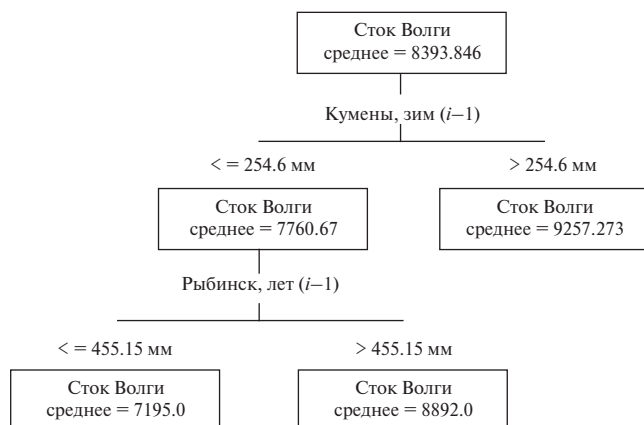
Данный метод пока не получил распространения в гидрометеорологии. Можно отметить лишь работу [1], в которой построена прогностическая модель годового стока Северной Двины, причем ее результаты оказались намного точнее физико-статистической модели стока, построенной с помощью МЛР.

Моделирование годового стока р. Волги (г. Волгоград) выполнялось в пакете Statistica алгоритмом CART с априорными вероятностями, пропорциональными численности классов, и с одинаковой для всех классов ценой ошибки классификации [21]. Исходными данными послужила выборка из тех же временных рядов осадков на 30-ти станциях, используемых при построении модели стока Волги методом МЛР. Зависимая выборка стока также включала в себя 26 лет (1983–2008 гг.), независимая — 5 лет (2009–2013 гг.)

На рис. 6 представлено распределение цены ошибок обучения и цены ошибки кросс-валидации в зависимости от количества узлов дерева. Дерево номер 1 имеет 7 терминальных и 6 нетерминальных вершин, а последнее дерево номер 7 — только одну вершину, что соответствует исходной выборке. Отметим, что терминальными вершинами называют такие узлы дерева, которые не принимают участие в его ветвлении, а нетерминальные, наоборот, являются вершинами

**Таблица 5.** Статистические оценки годового стока р. Волги по зависимой (1983–2008 гг.) и независимой (2009–2013 гг.) выборке для всех деревьев решений

| Номер дерева | Число терминальных (нетерминальных) вершин | Коэффициент детерминации по зависимой выборке | Стандартная ошибка годового стока Волги по зависимой выборке, $\text{м}^3/\text{с}$ | Стандартная ошибка годового стока Волги по независимой выборке, $\text{м}^3/\text{с}$ |
|--------------|--|---|---|---|
| 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   |



**Рис. 7.** Дерево решений 5, описывающее формирование годового стока ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) Волги (г. Волгоград) в  $i$  год в зависимости от зимних и летних осадков ( $\text{мм}/\text{год}$ ) в  $i-1$  и  $i-2$  годы на метеорологических станциях, расположенных на территории бассейна, за период 1983–2008 гг.

ветвления. Из рис. 6 следует, что с увеличением числа вершин цена ошибок обучения быстро уменьшается. Очевидно, что чем “толще” становится дерево, тем точнее оно будет описывать зависимую переменную. Для оценки точности воспользуемся стандартными статистическими характеристиками: коэффициентом детерминации и стандартной ошибкой модели для зависимой выборки, которые рассчитаны для периода 1983–2008 гг. для всех деревьев (табл. 5).

Из табл. 5 следует, что с ростом числа ветвлений коэффициент детерминации увеличивается, а стандартная ошибка годового стока уменьшается. Для полного дерева коэффициент детерминации между исходными и вычисленными значениями стока для зависимой выборки составляет  $R^2 = 0.89$ , стандартная ошибка стока равна  $378 \text{ м}^3/\text{с}$  при стандартном отклонении речного стока  $1207 \text{ м}^3/\text{с}$ . Отсюда видно, что алгоритм CART отсекает  $\sim 10\%$  дисперсии стока Волги, т.е. мелкомасштабную изменчивость. Аналогичный результат получен и для стока Северной Двины [1]. В то же время распределение стандартной ошибки прогностических значений стока для независимой выборки имеет случайный характер. И хотя ее оценки довольно сильно варьируют, тем не менее все они меньше стандартного отклонения стока Волги.

Отметим также, что стандартная ошибка для полного дерева имеет минимальную оценку для зависимой выборки и максимальную — для независимой выборки. Этот результат можно было бы считать неожиданным, если бы он не повто-

рял аналогичный результат для Северной Двины [1]. Как видно из табл. 5, оптимальным является дерево 5, которое содержит всего две вершины ветвления. Это дерево, описывающее формирование годового стока Волги в текущий год в зависимости от зимних и летних осадков в предыдущие два года на метеорологических станциях, расположенных на территории бассейна, за период 1983–2008 гг., представлено на рис. 7.

Нетрудно видеть, что дерево 5 имеет очень простой вид. На первом ветвлении разделителем выступают зимние осадки за предшествующий год в п. Кумыны. Если осадков выпадало  $< 254.6 \text{ мм}$ , то в 15-ти случаях из 26-ти отмечался низкий сток Волги со средней величиной  $7760.7 \text{ м}^3/\text{с}$ . Если их выпадало  $> 254.6 \text{ мм}$ , то, наоборот, сток был высоким (среднее —  $9257.3 \text{ м}^3/\text{с}$ ). Очевидно, п. Кумыны можно рассматривать как важнейший индикатор оценки межгодовых колебаний стока Волги, так как он также является первым предиктором в регрессионной модели годового стока и самым чувствительным индикатором влияния переноса влаги с СА на осадки.

На втором ветвлении уточняется формирование 15-ти значений низкого стока Волги за счет летних осадков в п. Рыбинск за предыдущий год. Если осадков выпадало мало ( $< 455.2 \text{ мм}$ ), то отмечалось 10 значений аномально малого стока Волги (среднее —  $7195 \text{ м}^3/\text{с}$ ), если осадков выпадало  $> 455.2 \text{ мм}$ , то величина стока была близка к норме (среднее —  $8892 \text{ м}^3/\text{с}$ ). Рассчитанные по дереву 5 величины стока Волги по независимой выборке (2009–2013 гг.) имеют минимальную ошибку ( $555 \text{ м}^3/\text{с}$ ,  $46\%$  от стандартного отклонения стока). Таким образом, указанных двух переменных оказалось достаточно, чтобы с высокой точностью по заданной выборке осуществлять долгосрочный прогноз годового стока Волги у г. Волгограда. При этом модель по деревьям оказывается более эффективной по сравнению с регрессионной моделью. Как видно из рис. 5, для независимой выборки точность оценок годового стока Волги, рассчитанных методом деревьев, существенно выше, чем по регрессионной модели.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

До настоящего времени вертикальный влагообмен океана с атмосферой остается наиболее трудно определяемым звеном гидрологического цикла, поскольку оценки компонентов



влагообмена многих архивов реанализа не отвечают элементарным физическим критериям точности. В частности, на современном этапе из рассмотренных шести архивов четыре (OAFIux, HOAPS, GPCP и REMSS) не позволяют надежно определять испарение и осадки на акватории СА. Показано, что наиболее разумные оценки компонентов влагообмена могут быть получены по данным архива Reanalysis-2. Этот архив использован авторами статьи для оценки межгодовой изменчивости испарения и осадков на акватории СА (30–70° с.ш.) за 1980–2014 гг. и для расчета вертикально-интегрированных среднемесячных потоков влаги для меридионального разреза по 5° в.д. от 40° с.ш. до 70° с.ш. за период 1980–2014 гг. Горизонтальный перенос влаги через данный меридиональный разрез есть отражение результирующего влияния СА на процессы влагооборота в атмосфере над Европой.

Для выявления закономерностей межгодовых колебаний переноса влаги использован метод главных компонент. Выделены три квазиоднородные зоны по характеру межгодовых колебаний переноса водяного пара для годовых величин потока влаги: северная (60–70° с.ш.), центральная (50–57.5° с.ш.), южная (40–47.5° с.ш.). В акватории СА выявлены реперные районы влияния испарения на перенос атмосферной влаги. В результате расчетов по моделям МЛР для трех ГК зонального переноса влаги с испарением выделено 16 реперных точек, дающих максимальный вклад в дисперсию ГК. Это позволило восстановить поле годовых величин переноса влаги на разрезе 5° в.д. в 13-ти точках. Показано, что, исключая районы южнее 45° с.ш. и севернее 67.5° с.ш., горизонтальный перенос влаги описывается моделями с высокой точностью. Средний коэффициент детерминации по 13-ти точкам составляет  $R^2 = 0.66$ .

Для 30 станций, расположенных в стокоформирующей зоне бассейна Волги, собран архив зимних (октябрь–март) и летних (апрель–сентябрь) осадков за период 1981–2013 гг. Для каждой из этих станций рассчитывались регрессионные модели связи суммарных за теплый и холодный периоды осадков за два предшествующих года с полным зональным потоком водяного пара в 13-ти точках на разрезе 5° в.д. Установлено, что для большей части стокоформирующей зоны бассейна суммарный вклад потоков влаги в формирование межгодовой изменчивости осадков превышает 50% как

в холодный, так и в теплый периоды года. Максимальные значения зимой достигают 0.65–0.70% и отмечаются в левобережной части р. Волги до г. Чебоксары, а летом – на водосборе р. Вятки. Это означает, что зональный перенос влаги на меридиане 5° в.д. испытывает не очень заметную трансформацию и в значительной степени определяет изменчивость осадков в бассейне Волги.

Оптимальная прогностическая модель содержит 5 предикторов, из которых главным являются зимние осадки в предыдущий год в п. Кумены (водосбор р. Вятки). Стандартная ошибка модели по независимым данным за 2009–2013 гг. составила 605 м<sup>3</sup>/с, или 50% от стандартного отклонения. Несмотря на резкое сокращение густоты осадкомерной сети в 1990-е гг., сохраняется довольно высокая точность прогноза годового стока Волги.

Дополнительно рассмотрен способ построения прогностической модели стока Волги на основе деревьев решений (“decision trees”), который до настоящего времени не получил распространения в гидрометеорологии. Моделирование выполнялось с помощью алгоритма CART. Для полного дерева, имеющего 6 ветвлений, коэффициент детерминации между исходными и вычисленными величинами стока для зависимой выборки (1983–2008 гг.) составляет  $R^2 = 0.89$ , стандартная ошибка стока равна 378 м<sup>3</sup>/с. Для независимой выборки (2009–2013 гг.) минимальная ошибка (555 м<sup>3</sup>/с) отмечается для дерева, которое содержит всего 2 вершины ветвления. На первом ветвлении разделителем выступают зимние осадки за предыдущий год в п. Кумены. Отметим, что п. Кумены можно рассматривать как важнейший индикатор оценки межгодовых колебаний стока Волги. Он одновременно является первым предиктором в регрессионной модели годового стока и самым чувствительным индикатором влияния переноса влаги с СА на осадки. На втором ветвлении в качестве предиктора подключаются летние осадки в п. Рыбинск за предыдущий год. Несмотря на то, что в данную модель дерева входят всего 2 переменные, она оказывается более эффективной по сравнению с регрессионной моделью. Другие преимущества метода “decision trees”, особенно для понимания формирования аномального по водности стока, – наглядное представление получаемых результатов и более понятная их интерпретация.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордеева С.М., Малинин В.Н. Использование Data Mining в задаче гидрометеорологического прогнозирования // Уч. зап. РГГМУ. 2016. № 44. С. 30–44.
2. Добровольский С.Г. Глобальные изменения речного стока. М.: ГЕОС, 2011. 660 с.
3. Добровольский С.Г. Климатические изменения в системе “гидросфера–атмосфера”. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
4. Ефремова Н.И. Месячные количества атмосферных осадков средние для районов Европейской территории СССР и северного Казахстана. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 112 с.
5. Малинин В.Н. Влагообмен в системе океан–атмосфера. СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. 197 с.
6. Малинин В.Н. Проблема прогноза уровня Каспийского моря. СПб.: РГГМИ, 1994. 154 с.
7. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: РГГМУ, 2008. 408 с.
8. Малинин В.Н., Радикевич В.М., Гордеева С.М., Куликова Л.А. Изменчивость вихревой активности атмосферы над Северной Атлантикой. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. 171 с.
9. Мировой водный баланс и водный ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 638 с.
10. Многолетние ряды месячных сумм средних областных осадков за холодный период для основной сельскохозяйственной зоны СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 288 с.
11. Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России // Российский гидрометеорологический портал: ВНИИГМИ-МЦД. <http://meteo.ru/data/158total-precipitation#описание-массива-данных,свободный>
12. Смирнов Н.П., Малинин В.Н. Водный баланс атмосферы как гидрологическая задача. Л.: Изд-во ЛГУ, 1986. 189 с.
13. Специализированные массивы для климатических исследований // ВНИИГМИ-МЦД. <http://aisori.meteo.ru/ClimateR>
14. Adler R.F. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present) // J. Hydrometeor. 2003. V. 4. P. 1147–1167.
15. Andersson A., Klepp C., Fennig K., Bakan S., Grassl H., Schulz J. Evaluation of HOAPS-3 Ocean Surface Freshwater Flux Components // J. Appl. Meteor. Climatol. 2011. V. 50. P. 379–398. Doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JAMC2341.1>
16. Bramer M. Principles of Data Mining. London: Springer-Verlag, 2007. 344 p. DOI: 10.1007/978-1-84628-766-4.
17. Breiman L., Friedman J., Olshen R., Stone C. Classification and Regression Trees. New York: Chapman and Hall, 1984. 358 p.
18. Durre I., Vose R.S., Wuertz D.B. Overview of the Integrated Global Radiosonde Archive // J. Climate. 2006. V. 19. P. 53–68.
19. Hilburn K.A. The Passive Microwave Water Cycle Product // REMSS Tech. Rpt. 072409. 2009. P. 1–30.
20. Integrated Global Radiosonde Archive (IGRA) Version 2 // NCEI. NOAA. URL: <ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/igra>
21. Interactive Trees (C&RT, CHAID): Statistica Help // StatSoft inc. URL: [http://documentation.statsoft.com/STATISTICAHelp.aspx?path=Gxx/Indices/InteractiveTreesCRTCHAID\\_HIndex](http://documentation.statsoft.com/STATISTICAHelp.aspx?path=Gxx/Indices/InteractiveTreesCRTCHAID_HIndex).
22. Kalnay E.M., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. The NMC/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. V. 77. P. 437–471.
23. Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.-K., Hnilo J.J., Fiorino M., Potter G.L. NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R-2) // Bul. of the Atmos. Met. Soc. 2002. V. 83. P. 1631–1643.
24. 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. № 9. P. 934–944. DOI: 10.1134/S0001433817090195
25. NOAA NCEP-DOE Reanalysis-2: NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2) // NOAA. URL: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-DOE/.Reanalysis-2/>
26. Trenberth K.E., Fasullo J.T., Mackaro J. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses // J. Clim. 2011. V. 24. P. 4907–4924.
27. Yu L., Jin X., Josey S., Lee T., Kumar A., Wen C., Xue Y. The Global Ocean Water Cycle in Atmospheric Reanalysis, Satellite, and Ocean Salinity // J. Climate. 2017. 30. P. 3829–3852. doi:10.1175/JCLI-D-16-0479.1
28. Yu L.S., Weller R.A. Objectively analyzed air–sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005) // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2007. V. 88. P. 527–539.

## EFFECT OF MOISTURE EXCHANGE IN THE NORTHERN ATLANTIC ON EUROPEAN RUSSIA MOISTENING AND ANNUAL VOLGA RUNOFF

© 2019 V. N. Malinin<sup>1,\*</sup>, S.M. Gordeeva<sup>1,\*\*</sup>

<sup>1</sup>*Russian State Hydrometeorological University,  
Russia 192007 Saint-Petersburg  
e-mail: \*malinin@rshu.ru; \*\*gordeeva@rshu.ru*

Received: 01.03.2017

Received version received: 21.01.2018

Accepted: 06.02.2018

The interaction between hydrological cycle components in the ocean–atmosphere–land system was considered. Calculations were made with the use of various reanalysis archives, and regularities in the interannual variability of evaporation and precipitation in the North Atlantic and their effect on the zonal transport of water vapor onto the European continent were considered. Statistical models of the annual average total moisture flow at the meridional section 5° E as a function of evaporation in the North Atlantic were constructed. The contribution of the zonal transport of water vapor at the meridian 5° E to the variance of the total precipitation over cold and warm seasons in the Volga basin was determined. Models with a small number of parameters were constructed for forecasting the annual runoff of the Volga as a function of precipitation by methods of multiple regression and decision trees.

**Keywords:** evaporations, precipitations, North Atlantic, water vapor atmospheric transfer, moistening, Volga runoff, modeling, decision trees.

**DOI:** 10.31857/S0321-0596463318-332