

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗЫ

ГИДРОМЕТЦЕНТР РОССИИ

№ 2 (400)

ISSN 2618-9631 (Print)
ISSN 2782-6716 (Online)

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Федеральное государственное бюджетное учреждение
"ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ"

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗЫ

Продолжение серии периодического журнала
«Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра
Российской Федерации»

№ 2 (400)

Под редакцией
канд. геогр. наук А.А. Алексеевой

**HYDROMETEOROLOGICAL
RESEARCH and FORECASTING**

No. 2 (400)

Москва
2026

Гидрометеорологические исследования и прогнозы – научный рецензируемый журнал, продолжает серию периодического журнала «Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации» (ISSN 0371-7089). Издается с 1947 года.

Сборник содержит работы, посвященные исследованию целого спектра научных и практических вопросов гидрометеорологического прогнозирования. Рассмотрены алгоритмы искусственных нейронных сетей в применении к определению водозаписа облаков над водной поверхностью, к прогнозированию водного режима с разной заблаговременностью, а также к ускорению цифровой трансформации оперативной гидрологии. Представлены работы, касающиеся изучения струйных течений Южного полушария, особенностей атмосферной циркуляции над архипелагом Шпицберген, автоматической коррекции полусуточных сумм осадков, получаемых по данным геостационарного спутника Himawari-9, и аномалий летнего сезона 2024 года над территорией Северной Евразии. К морским и гидрологическим прогнозам относятся работы по оценке усвоения спутниковой альтиметрии в одноградусной версии модели NEMO, определению ширины спектра поверхностных волн в Черном море, а также по исследованию факторов, определяющих эффективность использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока. Представлен обзор агрометеорологических условий 2024–2025 сельскохозяйственного года. По итогам 30-й сессии Северо-Евразийского климатического форума представлена обзорная статья состояния климатической системы Северной Евразии и консенсусный прогноз на лето 2026 г. Сборник интересен как для специалистов, так и для широкого круга лиц, изучающих гидрометеорологию.

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР: *Вильфанд Р.М.*, д-р техн. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

ЗАМЕСТИТЕЛЬ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА: *Васильев А.А.*, д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Болгов М.В., д-р техн. наук, Институт водных проблем РАН, г. Москва, Россия

Борщ С.В., канд. геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Васильев П.П., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Володин Е.М., д-р физ.-мат. наук, Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, г. Москва, Россия

Гельфан А.Н., член-корр. РАН, д-р физ.-мат. наук, МГУ имени М.В. Ломоносова, географический факультет, г. Москва, Россия

Займских Г.А., канд. техн. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия (секретарь редколлегии)

Зайцева Н.А., д-р геогр. наук, Отделение наук о Земле РАН, г. Москва, Россия

Иванова А.Р., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Калинин Н.А., д-р геогр. наук, Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь, Россия

Клещенко А.Д., д-р геогр. наук, ВНИИСХМ Росгидромета, г. Обнинск, Россия

Кузнецова И.Н., д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Логинов В.Ф., академик НАН Беларуси, д-р геогр. наук, Центр климатических исследований НАН Беларуси, г. Минск, Беларусь

Мотовилов Ю.Г., д-р геогр. наук, Институт водных проблем РАН, г. Москва, Россия

Муравьев А.В., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Нестеров Е.С., д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Полонский А.Б., член-корр. РАН и НАН Украины, д-р геогр. наук, Институт природно-технических систем, г. Севастополь, Россия

Реснянский Ю.Д., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Ривин Г.С., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Симонов Ю.А., д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Страшная А.И., канд. геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Толстых М.А., д-р физ.-мат. наук, Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, г. Москва, Россия

Успенский А.Б., д-р физ.-мат. наук, НИЦ «Планета», г. Москва, Россия

Хан В.М., д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Христофоров А.В., д-р геогр. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Шакина Н.П., д-р физ.-мат. наук, Гидрометцентр России, г. Москва, Россия

Caio Augusto dos Santos Coelho, Senior Scientist, Center For Weather Forecasts And Climate Studies CPTEC/INPE – BRAZIL, Brazil

Simon O. Krichak, Research Professor, Porter School of the Environment and the Earth Sciences, Tel Aviv University, Tel Aviv, Israel

Hydrometeorological Research and Forecasting – the scientific peer-reviewed journal continues the series «Proceedings of the Hydrometeorological Center of Russia» established in 1947.

The issue includes the papers that deal with studying a wide range of scientific and practical problems of hydrometeorological forecasting. Application of neural network algorithms for determining cloud liquid water content over the water surface, predicting the water regime with various lead times, as well as accelerating the digital transformation of operational hydrology are considered. The papers related to studying jet streams in the Southern Hemisphere, the features of atmospheric circulation over the Svalbard archipelago, automatic correction of 12-hour precipitation retrieved from the Himawari-9 geostationary satellite, and anomalies of the 2024 summer season over the territory of Northern Eurasia are presented. Marine and hydrological forecasting is discussed in the papers dealing with the assessment of satellite altimetry assimilation in the one-degree version of the NEMO model, the determination of the width of the spectrum of surface waves in the Black Sea, as well as the study of the factors governing the efficiency of using meteorological forecasts in river runoff prediction. An overview of the agrometeorological conditions of the 2024–2025 agricultural year is presented. Following the results of the 30th session of the North Eurasian Climate Outlook Forum, an overview paper on the state of the climate system in Northern Eurasia and a consensus forecast for the summer of 2026 are presented. The issue is of interest to both specialists and a wide range of people studying hydrometeorology.

EDITOR IN CHIEF: *Roman M. Vilfand*, Doctor of Engineering Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

EDITORIAL BOARD:

Vasiliev A.A., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Bolgov M.V., Doctor of Engineering Sciences, Institute of Water Problems of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Borsch S.V., PhD in Geography, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Vasiliev P.P., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Volodin E.M., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Marchuk Institute of Numerical Mathematics of RAS, Moscow, Russia

Gelfan A.N., Associate Member of RAS, Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia

Zaimskikh G.A., PhD in Engineering Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Zaytseva N.A., Doctor of Geographical Sciences, Department of Earth Sciences of the Russian Academy of Sciences (RAS), Moscow, Russia

Ivanova A.R., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Kalinin N.A., Doctor of Geographical Sciences, Perm State University, Perm, Russia

Kleshchenko A.D., Doctor of Geographical Sciences, All-Russian Scientific-Research Agricultural Institute, Obninsk, Kaluga region

Kuznetsova I.N., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Loginov V. F., Academician of the National Academy of Sciences of Belarus, Center of Climate Research, National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Belarus

Motovilov Yu.G., Doctor of Geographical Sciences, Water Problems Institute of RAS, Moscow, Russia

Muraviev A.V., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Nesterov E.S., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Polonsky A.B., Associate Member of RAS and National Academy of Sciences of Ukraine, Doctor of Geographical Sciences, Institute of Natural-Technical Systems, Sevastopol, Russia

Resnyansky Yu.D., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Rivin G.S., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Simonov Yu.A., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Strashnaya A.I., PhD in Geography, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Tolstykh M.A., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Marchuk Institute of Numerical Mathematics of RAS, Moscow, Russia

Uspensky A.B., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, State Research Center "Planeta", Moscow, Russia

Khan V.M., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Khrustoforov A. V., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Shakina N.P., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometeorological Center of Russia, Moscow, Russia

Caio Augusto dos Santos Coelho, Senior Scientist, Center For Weather Forecasts And Climate Studies CPTEC/INPE – BRAZIL, Brazil

Simon O. Krichak, Research Professor, Porter School of the Environment and the Earth Sciences, Tel Aviv University, Tel Aviv, Israel

СОДЕРЖАНИЕ

Метеорологические прогнозы, математическое моделирование

- Струйные течения Южного полушария и факторы, определяющие их динамику .. 6
Иванова А.Р.
- Определение водозапаса облаков над водной поверхностью по данным спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ 23
Масляшова А.О., Успенский А.Б.
- Особенности атмосферной циркуляции, связанные с летними волнами тепла над архипелагом Шпицберген 38
Ильющенкова И.А.
- Климатические аномалии летнего сезона 2024 года над территорией Северной Евразии: мониторинг, прогнозы, последствия 51
Сумерова К.А., Хан В.М., Тищенко В.А., Вильфанд Р.М.
- Методы коррекции сумм осадков, полученных по данным с геостационарного спутника Himawari-9 для территории Дальневосточного региона России 69
Кучма М.О., Андреев А.И., Мальковский С.И.

Расчеты и прогнозы элементов режима морей и океанов

- Оценка результатов усвоения спутниковой альтиметрии в одноградусной версии модели NEMO с использованием взаимосвязи между уровнем океана и вертикальными смещениями профилей температуры и солёности воды 88
Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А.
- Ширина спектров поверхностных волн в Черном море 106
Запезалов А.С.

Гидрологические прогнозы

- Деятельность Всемирной метеорологической организации по ускорению цифровой трансформации оперативной гидрологии 119
Симонов Ю.А., Дмитриева Т.М.
- Эффективность использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока 128
Борщ С.В., Вильфанд Р.М., Симонов Ю.А., Христофоров А.В.
- Современные методы прогнозирования водного режима с разной заблаговременностью 143
Романов А.В., Акмаев Э.Р., Семенова Н.К.

Климатические исследования, обзоры

- Обзор агрометеорологических условий 2024–2025 сельскохозяйственного года ... 169
Тарасова Л.Л., Кланг П.С., Павлова А.В.
- Мониторинг и консенсусные оценки состояния климатической системы по результатам тридцатой сессии Северо-Евразийского климатического форума .. 184
Хан В.М., Вильфанд Р.М., Сумерова К.А., Тищенко В.А., Куликова И.А., Емелина С.В., Круглова Е.Н., Набокова Е.В., Leila Salarpour Goodarzi, Sofia Bilmes, Parvathy Subha

CONTENTS

Meteorological forecasts, mathematical modeling

- Southern Hemisphere jet streams and factors determining their dynamics 6
Ivanova A.R.
- Cloud liquid water path over the global ocean derived from MTVZA-GYa
satellite-based microwave radiometer 23
Maslyashova A.O., Uspensky A.B.
- Atmospheric circulation during summer heatwaves over the Svalbard archipelago 38
Ilyushchenkova I.A.
- Climate anomalies of the summer season of 2024 over Northern Eurasia:
monitoring, forecasts, impacts 51
Sumerova K.A., Khan V.M., Tishchenko V.A., Vilfand R.M.
- Methods for correcting total precipitation retrieved from Himawari-9
geostationary satellite data over the territory of the Russian Far East 69
Kuchma M.O., Andreev A.I., Malkovsky S.I.

Computing and forecasting of the marine environment parameters

- Evaluating application of the satellite altimetry assimilation method
in the one-degree NEMO model using the relationship between sea level
and vertical displacements of water temperature and salinity profiles 88
Stepanov V.N., Resnyanskii Yu.D., Strukov B.S., Zelenko A.A.
- Spectral bandwidth of surface waves in the Black Sea 106
Zapevalov A.S.

Hydrological forecasts

- The World Meteorological Organization's activities to accelerate
the digital transformation of operational hydrology 119
Simonov Yu.A., Dmitrieva T.M.
- Efficiency of using meteorological forecasts in river runoff forecasting methods 128
Borsch S.V., Vilfand R.M., Simonov Yu.A., Khristoforov A.V.
- Modern methods of water regime forecasting with different forecast lead times 143
Romanov A.V., Akmaev E.R., Semenova N.K.

Climate research, reviews

- Overview of the agrometeorological conditions during
the 2024–2025 growing season 169
Tarasova L.L., Klang P.S., Pavlova A.V.
- Monitoring and consensus climate system assessments based on the results
of the thirtieth session of the Northern Eurasia Climate Forum 184
*Khan V.M., Vilfand R.M., Sumerova K.A., Tischenko V.A.,
Kulikova I.A., Emelina S.V., Kruglova E.N., Nabokova E.V.,
Leila Goodarzi Salarpour, Sofia Bilmes, Parvathy Subha*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-6-22>

УДК 551.557.5

Струйные течения Южного полушария и факторы, определяющие их динамику

А.Р. Иванова

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
ivanova@mecom.ru*

Представлен обзор статей, посвященных струйным течениям Южного полушария. Обсуждаются особенности структуры струйных течений и результаты анализа их изменчивости в различные периоды XX и начала XXI века. Описаны результаты работ, связанных с климатическим моделированием струйных течений в рамках проектов СМIP и PAMIP. Указаны возможные причины изменения положения и интенсивности струйных течений как на длинных, так и на коротких временных масштабах.

Ключевые слова: струйные течения, Южное полушарие, реанализ, Южная кольцевая мода, изменение климата, стратосферный озон, вулканические извержения

Southern Hemisphere jet streams and factors determining their dynamics

A.R. Ivanova

*Hydrometeorological Research Center of Russian
Federation, Moscow, Russia
ivanova@mecom.ru*

A review of papers related to jet streams in the Southern Hemisphere is presented. The structural features of jet streams and an analysis of their variability during different periods of the 20th and early 21st centuries are discussed. The results of climate modeling of jet streams within the CMIP and PAMIP projects are described. Potential causes for changes in the position and intensity of jet streams on both long and short timescales are identified.

Keywords: jet streams, Southern Hemisphere, reanalysis, Southern Annular Mode, climate change, stratospheric ozone, volcanic eruptions

Введение

Сведения о струйных течениях (СТ) и максимальном ветре в пределах верхней тропосферы и нижней стратосферы представляют значительный интерес для авиации и являются частью продукции для метеорологического обеспечения полетов по маршруту, распространяемой Всемирной системой зональных прогнозов ИКАО [10]. Информация о СТ – важная составляющая навигационных расчетов, обеспечивающих оптимизацию траектории движения самолетов с точки зрения как экономичности полетов

(использование попутного потока), так и их безопасности (обход сопутствующих зон турбулентности в ясном небе).

Исторически открытие узких зон сильных ветров в верхней тропосфере, позднее названных «струйными течениями», произошло в Северном полушарии в 20-х годах прошлого века [28]. В результате активного использования авиации в период Второй мировой войны было выявлено их критичное влияние на полеты воздушных судов, что дало стимул к активному изучению СТ. В 1947 г. сотрудниками департамента метеорологии университета Чикаго под руководством К.-Г. Россби [36] был подготовлен отчет, в котором понятие «jet stream» использовалось для описания основных черт циркуляции Северного полушария. Над североамериканским континентом были рассчитаны характеристики СТ (скорость, положение, градиенты скорости ветра, кривизна оси в процессе меандрирования, длина образующихся волн), а также установлена связь СТ с высотными барическими образованиями и с областью разрыва тропопаузы.

В это же время в связи с развитием дальней авиации активизировались исследования ветра на высотах и над океаническим Южным полушарием (ЮП). Уже в конце 1940-х годов сотрудниками Метеорологического департамента Австралии был опубликован ряд работ, посвященных быстрому движению перистых облаков над Австралией, вызванному экстремальными ветрами на больших высотах, обнаруженными по данным шаропилотного зондирования. В 1952 г. Гиббс в работе [23] провел аналогию наблюдаемого высотного ветра в регионе с ранее описанным в литературе струйным течением над Северной Америкой. Он установил, что профили среднего геострофического ветра над Австралией и Северной Америкой обнаруживают некое сходство в зимний период соответствующего полушария, но значительно отличаются летом. Изменчивость профилей вдоль широты над Австралией и, возможно, надо всем ЮП оказалась значительно меньшей, чем над североамериканским континентом. Общие черты обнаруженных СТ в обоих полушариях были довольно близки в летний и зимний периоды: обе струи с осями вблизи 25° широты зимой и в диапазоне $35\text{--}45^\circ$ широты летом располагались на высоте порядка 12 км; скорость ветра на оси СТ составляла 80–100 узлов зимой и около 40 узлов летом. В обоих полушариях в зонах СТ были отмечены сильные горизонтальные и вертикальные сдвиги ветра. Вторичный максимум геострофического ветра был обнаружен в высоких широтах Южного полушария.

Большой вклад в изучение струйных течений ЮП внесли материалы, полученные во время проведения Международного геофизического года (1957–1958 гг.), обеспечившего массовые метеорологические и аэрологические наблюдения в малонаселенном Южном полушарии и в особенности – на территории Антарктиды. В нашей стране результаты анализа этих данных были опубликованы в работах известных советских ученых В.А. Бугаева, П.Д. Астапенко, С.С. Гайгерова и др. [1–5].

Структура поля струйных течений в Южном полушарии

Согласно современным представлениям, в каждом полушарии можно выделить два типа струйных течений на основании их широтного расположения и механизма возникновения: субтропические струйные течения и полярные струйные течения (называемые также струйными течениями умеренных широт). Различие между субтропическими и полярными струйными течениями концептуально обосновано [46, 47]. Субтропические струйные течения возникают из-за сохранения углового момента в верхней тропосферной ветви циркуляции Гадлея (Хэдли), и, следовательно, в конечном итоге, из-за тропической конвекции. По этой причине их характеризуют как «термически обусловленные» (*thermally driven jet stream*). В отличие от них, струйные течения умеренных широт являются продуктом динамики внетропической области, а именно – результатом конвергенции потока импульса, связанной с вихрями умеренных широт, и трактуются как «движимые вихрями» (*eddy-driven jet stream*).

Первые обобщения климатического положения струйных течений Южного полушария можно обнаружить в монографии [8]. В ней было описано наличие в тропосфере единой мощной зональной струи с осью на высоте 250 гПа, смещающейся от января к июлю с 50° до 30° ю. ш. Отметим, что ветер над Южным полушарием в данной работе анализировался только в рамках геострофического соотношения по данным о давлении при аэрологическом зондировании. Причина заключалась в том, что далеко не все существовавшие на тот момент станции радиозондирования проводили наблюдения за ветром, хотя тогда уже было ясно, что отклонения от геострофической теории в областях максимального ветра могут быть значительными. Еще 1959 г. Ч. Ньютон [35] подтвердил, что для частицы воздуха в ядре струйного течения векторное изменение геострофической скорости составляет примерно половину векторного изменения фактической скорости ветра. За пределами ядра струйного течения, в зоне меньших скоростей ветра, геострофический ветер более точно адаптируется к изменениям фактической скорости ветра.

Развитие моделей циркуляции атмосферы, появление регулярных спутниковых измерений, а позднее – реанализа позволило собрать большой статистический материал, уточнить структуру и положение СТ в Южном полушарии.

Представленная в [22] картина климатологии СТ ЮП за вторую половину XX века по данным реанализа NCEP/NCAR (1958–2002 гг.) обнаружила, что единая верхнетропосферная струя с осью вблизи 42–45° ю. ш. и максимальными скоростями 35 м/с, охарактеризованная как СТ умеренных широт, наблюдалась только в теплый сезон, с декабря до середины апреля. Осенью и зимой происходило ее разделение на две части. С конца мая по ноябрь существовало две ярко выраженные струи (субтропическая и полярная).

В районе 30° ю. ш. формировалось сильное и стабильное субтропическое СТ со средними скоростями до 45–50 м/с, максимальные скорости при этом были сосредоточены в области над Тихим океаном. Наиболее изменчивое (как по скорости, так и по широте) полярное СТ с максимальными скоростями над Атлантическим и Индийским океанами, характеризовалось постепенным смещением к полюсу в течение холодного сезона и достигало примерно 60° ю. ш. к его концу. Было обнаружено, что переход СТ от летнего режима к зимнему и обратно (расщепление и слияние струи) может происходить в весьма короткие сроки – в течение 2–3 недель. Максимальные скорости ветра на оси струи по данным европейского реанализа за 1979–2022 гг. были зарегистрированы над Южной Атлантикой и достигали 120 м/с в октябре 2019 г. [42]. Отметим, что над Северным полушарием (чаще всего в тихоокеанском регионе) периодически может происходить слияние двух струй, называемое «jet superposition», но это положение не характеризуется такими масштабами и постоянством, как в Южном полушарии [18].

Было установлено, что в период существования двух струй постоянное циркумполярное СТ, хорошо прослеживающееся в тропосфере, практически сливается с нижней частью полярного стратосферного вихря, иногда также называемой струйным течением. На подобную ошибку в названии указывал еще в 1959 г. В.А. Бугаев, проанализировавший информацию радиозондирования в антарктической зоне. Упомянув периферию интенсивного циркумполярного зимнего вихря, он писал: «Так развиваются сильные зональные течения в зимней антарктической стратосфере, которые неправильно называют струйными течениями (это не узкая зона ветров со скоростями более 30 м/с)» [3].

Исследование циркуляции ЮП выявило ряд особенностей для субтропического и полярного СТ.

Авторы [21] на примере 40-летнего ряда данных реанализа подтвердили возможность связи субтропического СТ ЮП с явлением Эль-Ниньо – Южное Колебание (ЭНЮК), обнаружив усиление субтропической струи над Тихим океаном в период положительной фазы ЭНЮК и ослаблением во время отрицательной. В работе [48] было показано, что эпизоды Эль-Ниньо связаны также со смещением субтропического СТ к экватору. Дальнейшие исследования подтвердили связь динамики субтропического струйного течения в ЮП с муссонной циркуляцией. Накамура [34] доказал этот факт для СТ над южной частью Тихого океана. Лопез и др., изучая аномальную дивергенцию тепла в Южной Атлантике, установили, что этот процесс обеспечивает межполушарный перенос тепла и влаги, моделируя тем самым глобальные муссоны, и приводит к смещению субтропического СТ к экватору [29].

В отличие от субтропического СТ, существующего только в определенный период года, постоянное струйное течение умеренных широт часто прослеживается во всей толще тропосферы, порой начинаясь от подстилающей поверхности. Скорости ветра в самой нижней тропосфере, превышающие 30 м/с [15, 24], могут быть связаны с кататическими ветрами,

обусловленными топографией антарктического материка. Чаще всего они прослеживаются в таких районах, как залив Придз ($60\text{--}83^\circ$ в. д.), Земля Адели ($110\text{--}163^\circ$ в. д.), море Росса (163° в. д. – 150° з. д.), море Беллинсгаузена ($60\text{--}100^\circ$ з. д.) и море Уэдделла ($10\text{--}60^\circ$ з. д.). Доказано, что наличие континентального ледового щита вокруг ЮП оказывает значительное влияние на формирование всей циркуляции ЮП в целом и поля СТ в частности. Паттерсон [37], проведя эксперименты с помощью идеализированной модели, установил, что в отсутствие антарктической орографии потоки вихревого импульса, направленные к экватору и связанные с орографией, исчезают и, следовательно, конвергенция вихревого импульса в средних широтах уменьшается. Без Антарктического плато вихревая активность над Индийским океаном усиливается и не может проникнуть дальше к полюсу. Вместе с этим потоки импульса в высоких широтах, направленные к экватору, также прекращаются, замедляя движение вихрей. Это ослабляет СТ над Индийским океаном, приводя к замедлению распространения волн Россби вниз по течению. В результате поток застаивается над средними и высокими широтами южной части Тихого океана и характерная картина расщепления струйного течения разрушается.

В реальной картине циркуляции ЮП главным регулятором полярного СТ, определяющим его положение и интенсивность, является Южная кольцевая мода, ЮКМ (Антарктическое колебание), связанная с широтными вариациями вихревых потоков импульса [46]. В положительную фазу ЮКМ можно наблюдать усиление полярной струи и ее смещение к полюсу. В [40] показано, что на сезонном масштабе диполь Индийского океана и ЭНЮК также, хотя и в меньшей степени, могут оказывать влияние на динамику СТ в полярных и умеренных широтах Южного полушария. Основным же фактором, ответственным за изменчивость полярного струйного течения, является интенсивность стратосферного полярного вихря.

Изменчивость струйных течений

Появление и развитие схем реанализа позволили на основании длинных временных рядов проследить изменения со временем положения и интенсивности струйных течений и связать их с некоторыми факторами изменений современного климата. Активно развивающиеся климатические модели позволяют делать прогнозы таких изменений в будущем.

Чаще всего при анализе трендов глобальной циркуляции используются наборы данных Европейского центра среднесрочных прогнозов (ERA), Японского метеорологического агентства (JRA-55) или американский реанализ, созданный совместно Национальными центрами исследования окружающей среды и Национальным центром атмосферных исследований США (NCEP/NCAR). Следует отметить, что существующие ряды данных реанализа подготавливаются с использованием различных численных схем, и поэтому расчеты по ним могут отличаться. Например, тренд скорости ветра в умеренных широтах Южного полушария на поверхности

200 гПа за последние 40 лет составил по данным ERA5 0.22 ± 0.10 м/с за 10 лет, а по данным JRA-55 0.19 ± 0.10 м/с в десятилетие [42]. Но даже результаты, полученные по одним и тем же наборам данных, могут иметь различия. В [17] показано, что такой эффект может давать изменение горизонтального разращения.

Проанализируем некоторые итоги исследований, касающиеся динамики струйных течений.

Субтропическое струйное течение

В [21] на основании доказанного факта существенной перестройки глобальной циркуляции в начале-середине 1970-х гг. были выбраны два периода реанализа NCEP/NCAR до и после указанного события (1949–1968 и 1975–1994 гг. соответственно). Оказалось, что упомянутая перестройка повлекла за собой снижение пиковой интенсивности субтропического струйного течения Южного полушария примерно на 17 %. При этом положение максимума интенсивности зонального ветра в субтропиках (около 30° ю. ш.) в оба периода сохранялось вблизи геопотенциальной поверхности 200 гПа.

Исследуемые по данным того же реанализа тренды в период 1958–2008 гг. с выделением «послеспутникового» периода 1979–2008 гг. [38] обнаружили, что ускорение и смещение к полюсу субтропического СТ в последний отрезок времени происходили с большей скоростью и на больших зонально протяженных территориях, чем в среднем за весь 50-летний период исследований. Сдвиг к полюсу по широте в «послеспутниковый» период составил 0.3 град/10 лет, при этом скорость в областях максимального ветра увеличивалась примерно на 0.6 м/с в десятилетие.

Исследования [32] по данным временных рядов, заканчивающихся 2019 г., сформированных на базе трех различных реанализов, позволили установить, что оба СТ в Южном полушарии в течение большинства холодных сезонов примерно с 1960-х годов становились все более волнообразными. Введенный термин «*waviness*» базировался на методологии определения среднего смещения по широте (*ALD, average latitude displacement*) оси максимального ветра на уровне тропопаузы [31]. Было установлено, что, несмотря на возрастающую интенсивность меандрирования, максимальные скорости на осях СТ практически не изменились. При этом субтропическое СТ по данным реанализа ERA5 претерпело статистически значимую миграцию к полюсу.

Полярное струйное течение

В отличие от субтропического СТ, согласно [32], полярное СТ в Южном полушарии не демонстрирует тенденции изменения скорости, в то время как его смещение к полюсу статистически значимо и происходит примерно в 3 раза быстрее, чем для субтропического струйного течения.

Авторы упомянутого выше исследования [38] пришли к выводам, что в глобальной структуре СТ наибольшие изменения в послеспутниковый период (1979–2008 гг.) претерпело СТ южного полярного фронта в течение австралийского лета и осени. Средняя скорость полярного СТ увеличивалась в период 1979–2008 гг. примерно на 0.7 м/с за десятилетие.

Было доказано, что сохраняющаяся тенденция смещения полярного СТ к полюсу может быть связана с увеличением бароклинности верхней тропосферы. В [39] на основе простой общей модели циркуляции сухой атмосферы авторы установили, что, когда верхнетропосферная бароклинность усиливается, чаще всего происходит обрушение волн Россби по антициклоническому типу, что «толкает» СТ дальше к полюсу. Авторы [14] оценили скорость такого смещения в 0.3° широты за десятилетие.

Однако анализ наиболее свежих данных реанализа ERA5 (1979–2022 гг.) обнаружил некоторую неоднозначность утверждения о смещении СТ в направлении полюса [42]. Было установлено, что движение СТ над южной частью Атлантического океана в декабре–феврале в сторону полюса компенсируется в среднем за год движением к экватору в другие сезоны. Осредненная за 43 года картина динамики СТ позволила заключить, что движение среднегодового максимума ветра над Южной Атлантикой направлено только к полюсу от 18° з. д. на восток и не превышает 1° широты. Движение же к экватору превышает 1° широты к западу от 22° з. д. и достигает пика на $4,6^\circ$ широты на 45° з. д.

Эта же работа подтвердила усиление полярного СТ. Тренд скорости ветра на 200 гПа, рассчитанный за все месяцы, для области между 45° и 60° ю. ш., составил $0,29 \pm 0,19$ м/с за десятилетие.

Будущее струйных течений Южного полушария

Климатическое моделирование позволяет с определенной степенью доверия прогнозировать изменение глобальной циркуляции и динамику струйных течений как компонента последней. Однако разнообразие таких прогнозов даже для одного сценария гораздо больше, чем различие расчетов по разным наборам реанализов, поскольку описание физических процессов в моделях существенно отличается. По данным [12] было установлено, что значительный разброс в прогнозах CMIP5 смещения СТ в ЮП в основном объясняется разницей меридиональных температурных градиентов «экватор – полюс» как в верхней, так и в нижней тропосфере, в меньшей степени – площадью морского льда вокруг Антарктиды. В [43, 49] подчеркивалось, что климатические модели в проекте CMIP5 воспроизводили положение СТ, сдвигая его к экватору. Причиной этого в [30] назван неучёт сезонных изменений структуры СТ в ЮП, а также выявленная периодичность Южной кольцевой моды, составляющая примерно 150 дней.

Последующие климатические эксперименты, уже в рамках проекта CMIP6, позволили уточнить динамику СТ в XXI веке. По данным [15], для сценария высоких выбросов к концу этого столетия прогнозируется

смещение к полюсу западного СТ в средних широтах примерно на 130 км. В [50] было установлено, что, в зависимости от моделируемого объема сезонной потери морского льда и динамики стратосферного полярного вихря (объясняющих 70 % дисперсии реакции СТ летом и 35 % зимой), в летний период ожидаемое усиление струйного течения составит 1–2 м/с, а смещение к полюсу – 2–4 градуса широты. При этом между интенсивностью СТ и потеплением в Антарктиде имеет место отрицательная корреляция. Степень смещения СТ к полюсу демонстрирует положительную связь с увеличением осадков в высоких широтах вокруг Антарктиды.

В [33] отмечено, что глобальные климатические модели, по-видимому, довольно точно оценивают наблюдаемый сдвиг полярного СТ по широте, но недооценивают его наблюдаемое усиление. Поэтому авторы предложили интегрировать прогнозы климатических моделей с наблюдениями, что позволило подтвердить следующую версию. Причиной примерно 50 % наблюдаемого сдвига полярного СТ по широте можно считать глобальное потепление, а оставшиеся 50 % следует отнести к удаленным факторам, связь которых с глобальным потеплением остается неопределенной (например, изменчивость стратосферного полярного вихря, динамика озонового слоя, изменение температуры поверхности океана в тропиках).

Критически низкие значения площади морского льда в Антарктике в последние годы указывают на наличие ее отрицательного тренда [16]. Следствием этого является потепление нижней тропосферы в высоких широтах, которое уменьшает температурный градиент «полюс – экватор», стимулируя смещение СТ средних широт к экватору. С другой стороны, еще один эффект глобального потепления – увеличение температуры океана – действует в противоположном направлении на СТ, способствуя его смещению к полюсу. Недавние исследования в рамках проекта взаимного сравнения моделей полярного усиления (PAMIP) [41, 44] позволили обнаружить ведущую роль морского льда в этом «противостоянии» и вероятный сдвиг полярного СТ к экватору в будущем более теплом климате.

Факторы, влияющие на климатическую изменчивость струйных течений в Южном полушарии

Хотя основные причины многолетней динамики струйных течений Южного полушария были обозначены в предыдущем разделе, опишем здесь более подробно факторы, потенциально способные повлиять на изменчивость характеристик СТ.

Очевидно, что главной причиной изменения глобальной циркуляции, ответственной за изменчивость СТ в обоих полушариях, является **глобальное потепление** [13]. Специфика проявления этого фактора в Южном полушарии выражается прежде всего в резком сокращении площади морского льда и деградации окраин антарктического ледового щита, представляющего собой отличительную особенность формирования полушарной циркуляции [7]. Феномен полярного усиления, приводящий

не только к уменьшению ледового покрова, но и к росту поглощения тепла океаном, весьма отчетливо должен проявиться над Южным полушарием, покрытым водой более чем на 80%.

Состояние полярного стратосферного вихря, его связь с **содержанием стратосферного озона**, оказывающим влияние на динамику СТ, неоднократно упоминается в [11, 26, 48]. Было выяснено, что истощение озона привело к радиационному охлаждению нижней стратосферы над Антарктидой в конце XX века и сильно повлияло на внетропическую циркуляцию Южного полушария, сместив СТ к полюсу. Напротив, восстановление озонового слоя должно иметь противоположный эффект по сравнению с его истощением, стремясь сместить СТ к экватору [50]. Авторы [11] подтвердили, что истощение озонового слоя было основной причиной положительной фазы ЮКМ и смещения к полюсу СТ умеренных широт ЮП. Эксперименты с моделированием в период истощения и восстановления озонового слоя [11] продемонстрировали, что эффект восстановления озона в будущем будет скомпенсирован эффектом парниковых газов и до середины текущего столетия положение СТ за счет этих двух факторов практически не изменится.

В [19] сделан вывод о том, что истощение озонового слоя в 1980–1990-х годах внесло значительный вклад в усиление стратосферной «струи» в нижней части полярного вихря. Поскольку тропосферное полярное СТ ЮП находится в тесной «сцепке» с ним в летний период, причину изменения интенсивности зональных ветров в тропосфере также связывают с динамикой содержания озона.

В работе [27] на основании использования химико-климатической модели и данных европейского реанализа была обоснована связь положения оси субтропического СТ Южного полушария с областью максимальных градиентов зонально-осредненного содержания озона в верхней тропосфере-нижней стратосфере. Установлено, что чем больше интенсивность градиента, тем выше оказывается зональная скорость ветра в субтропической струе, а положение оси СТ согласуется с широтой, на которой этот максимальный градиент отмечается.

Одним из возможных факторов, способных повлиять на изменение полшарной циркуляции и, следовательно, на динамику СТ, являются **вулканические извержения**. В Южном полушарии большая часть действующих вулканов расположена на территории Южной Америки (Охос-дель-Саладо, Котопахи, Льюльялььяко) – так называемый «Андский пояс», а также на островах Индонезии (Кракатау, Семеру, Мерапи, Левотоби и др.), которые также принадлежат к Тихоокеанскому огненному кольцу. Основным следствием крупных эксплозивных извержений является изменение радиационного баланса в атмосфере. Мелкие частицы силикатной пыли и серного аэрозоля, концентрируясь в стратосфере, увеличивают оптическую толщину аэрозольного слоя, что ведет к уменьшению температуры вблизи поверхности Земли.

Доказано [25], что недавнее извержение вулкана Хунга (20° ю. ш.) в январе 2022 г. привело к понижению температуры поверхности Южного полушария в течение последующих двух лет примерно на 0.12°C . В прошлом более мощные извержения вулканов ЮП, таких как Кракатау и Тамбора, повлияли на изменения температуры поверхности также в Северном полушарии, снизив ее там на 0.3 и 0.5°C соответственно [9]. Авторы [6] пришли к выводу, что после вулканических извержений похолодание в ЮП проявляется в меньшей степени, чем в СП. Понижение температуры поверхности влечет за собой снижение конвективной неустойчивости и изменения в глобальных ячейках циркуляции, что может приводить к ослаблению субтропических СТ. По данным [48], 9 из 11 моделей проекта CMIP6 продемонстрировали, что после вулканических извержений будет происходить смещение субтропического СТ к экватору.

Исследование [20] с применением иерархии идеализированных моделей было направлено на разделение коротко- и длинноволновых эффектов воздействий, связанных с вулканическим аэрозолем, на атмосферную циркуляцию. Эксперименты показали, что глобальное помутнение из-за выброса вулканического пепла (коротковолновый эффект) не приводит к существенным изменениям стратосферного вихря, и движение СТ к экватору будет незначительным. Зато потепление нижней тропической тропосферы в результате поглощения аэрозолем длинноволнового излучения будет усиливать стратосферный вихрь и способствовать смещению СТ к полюсам, причем в Южном полушарии это будет происходить как в теплый, так и в холодный сезоны.

Отметим, что вышеперечисленные факторы работают на относительно длинных временных масштабах. Обнаруженным недавно источником кратковременных изменений динамики струйных течений являются некоторые события **космической погоды**. Солнечные протонные события, вызывая нагрев стратосферы в полярных регионах, уменьшают градиент температуры между экватором и полюсом (отвечающим за интенсивность СТ), что способствует ослаблению скоростей в СТ. Косвенное воздействие космической погоды будет происходить и через ее влияние на стратосферный полярный вихрь, ослабление которого будет приводить к смещению полярного СТ в сторону экватора, а усиление – в сторону полюса. Как ожидается, эти процессы практически не затронут СТ в субтропиках.

К сожалению, доказательства влияния космической погоды на южное полярное струйное течение пока отсутствуют. Однако для Северного полушария с хорошо развитыми кросс-полярными перелетами недавно были опубликованы исследования китайских ученых, проанализировавших более 16 тысяч записей о полетах, затронутых полярным струйным течением Северного полушария в период с 2015 по 2019 год [51]. Оказалось, что примерно 87 % рейсов в западном направлении имели в среднем на 7 минут меньшую продолжительность во время солнечных протонных событий (СПС) по сравнению со спокойными периодами, при этом рейсы, следовавшие в восточном направлении, продолжались на 7 минут дольше, чем

в отсутствие СПС. В период полного 11-летнего солнечного цикла, когда было зафиксировано 42 СПС, было отмечено смещение полярного СТ к полюсу, которое, по утверждению авторов, связано с выпадением высокоэнергетических частиц. Поскольку воздействие таких эпизодов на магнитосферу и стратосферу ожидаемо симметрично относительно обоих полюсов Земли, можно предположить, что полярное СТ Южного полушария может претерпевать аналогичные изменения.

Заключение

Структура струйных течений над Южным полушарием отличается от хорошо известной картины в Северном полушарии. Основным отличием является то, что в период «австралийского лета» над ЮП наблюдается единое мощное СТ. Характерным признаком циркуляции ЮП является расщепление этой струи в холодный сезон на субтропическое и полярное СТ и слияние их в теплый период, причем такая перестройка происходит довольно быстро, в течение нескольких недель. Динамика субтропического СТ тесно связана с муссонной циркуляцией, полярного – с интенсивностью стратосферного полярного вихря.

За прошедшие десятилетия, начиная примерно с середины прошлого века, были отмечены изменения в положении и скоростях струйных течений ЮП. Исследования, проведенные с использованием наборов данных реанализа, выявили что в большей степени они затронули характеристики полярного СТ. Прежде всего это касается некоторого смещения его оси к полюсу, которое происходит гораздо быстрее, чем для субтропической струи. Наряду с этим отмечено значимое усиление полярного СТ (увеличение осевых скоростей). В то же время для обеих струй, как субтропической, так и полярной, в последние 40 лет отмечается усиление меандрирования.

Климатическое моделирование позволило проследить некоторые аспекты динамики СТ в будущем. Эксперименты, проводимые в рамках проектов СМIP и РАМIP, позволили оценить вклад различных факторов в изменение глобальной циркуляции и характеристик СТ. Было показано, что глобальное потепление, несомненно, является ведущим фактором, но его последствия (например, увеличение температуры стратосферы и сокращения площади морского льда) могут оказывать противоположное воздействие на динамику СТ. Кроме того, ряд исследований связывает будущее изменение положения СТ с изменением динамики стратосферного озона, а также с коротко- и длинноволновыми эффектами вулканических извержений. Показано, что факторы, уменьшающие температурный градиент между экватором и полюсом, приведут к ослаблению СТ и их возможному смещению к экватору. Однако значительная неопределенность климатических прогнозов и невозможность полного учета процессов взаимодействия различных факторов оставляет открытым вопрос о будущих изменениях струйных течений Южного полушария.

Список литературы

1. Астапенко П., Альт Ж., Рона Н. Некоторые вопросы циркуляции атмосферы в Антарктике в 1958 г. // Международный геофизический год. II раздел программы МГТ (метеорология) под ред. В.А. Бугаева. М.: Издание АН СССР, 1960. 131 с.
2. Бугаев В.А. Струйные течения в атмосфере над Мирным // Бюллетень советской антарктической экспедиции. 1959. № 12. С. 20-23.
3. Бугаев В.А. Атмосферные процессы в Антарктике // Основные итоги изучения Антарктики за 10 лет: Доклады Всесоюзного совещания по изучению Антарктики. 1967. С. 16-26.
4. Гайгеров С.С. Аэрология полярных районов. М.: Гидрометиздат, 1964. 304 с.
5. Гайгеров С.С. Некоторые данные об аэрологическом строении атмосферы у антарктического побережья зимой // Труды ЦАО. 1964. Вып. 59. С. 92-102.
6. Екайкин А.А., Верес А.Н. Изменение температуры в Центральной Антарктиде после крупных вулканических извержений во втором тысячелетии нашей эры // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69, № 3. С. 374-385. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-374-385>
7. Иванова А.Р. Некоторые особенности циркуляции в свободной атмосфере Южного полушария, влияющие на полеты воздушных судов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2025. № 3 (396). С. 8-27. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-2-8-27>
8. Метеорология Южного полушария / под ред. Ч.У. Ньютона. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 260 с.
9. Муравьев Я.Д. Вулканические извержения и климат // Вестник ДВО РАН. 2007. № 2. С. 71-82.
10. Правила аэронавигационного обслуживания. Метеорология (PANS-MET, Doc 10157). Международная организация гражданской авиации. Первое издание. Апрель 2025 г.
11. Barnes E.A., Barnes N.W., Polvani L.M. Delayed Southern Hemisphere Climate Change Induced by Stratospheric Ozone Recovery, as Projected by the CMIP5 Models // J. Climate. 2014. Vol. 27. P. 852-867. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00246.1
12. Bracegirdle T.J., Holmes C.R., Hosking J.S., Marshall G.J., Osman M., Patterson M., Rackow T. Improvements in circumpolar Southern Hemisphere extratropical atmospheric circulation in CMIP6 compared to CMIP5 // Earth and Space Science. 2020. Vol. 7, no. 6. e2019EA001065. <https://doi.org/10.1029/2019EA001065>
13. Breul Ph., Ceppi P., Shepherd T.G. Revisiting the wintertime emergent constraint of the southern hemispheric midlatitude jet response to global warming // Weather Clim. Dynam. 2023. Vol. 4. P. 39-47. <https://doi.org/10.5194/wcd-4-39-2023>
14. Breul, P., Ceppi, P., Simpson, I.R., Wooling T. Seasonal and regional jet stream changes and drivers // Nat Rev Earth Environ. 2025. <https://doi.org/10.1038/s43017-025-00749-9>
15. Cable A., Tarrison T.C., Kent E., Kornes R., Bracegirdle T.J. A new index used to characterise the extent of Antarctic marine coastal winds in climate projections // Weather Clim. Dynam. 2026. Vol. 7. P. 247-262. <https://doi.org/10.5194/wcd-7-247-2026>
16. Caporale G.M., Romero-Rojo M.F., Gil-Alana L.A. Trends in Sea Ice and Snow-Cover Extent: A Fractional Integration Analysis // J. Hydrometeor. 2026. Vol. 27. P. 5-16. DOI: 10.1175/JHM-D-25-0050.1
17. Chen T.-Ch., Goose H., Davrinche C., Libera S. et al. Southern Annular Mode persistence and westerly jet: a reassessment using high-resolution global models // Weather Clim. Dynam. 2025. Vol. 6. P. 1179-1193, <https://doi.org/10.5194/wcd-6-1179-2025>
18. Christenson C.E., Martin J.E., Handlos Z.J. A Synoptic Climatology of Northern Hemisphere, Cold Season Polar and Subtropical Jet Superposition Events // J. Climate. 2017. Vol. 30. P. 7231-7246. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0565.1
19. Cordero R.R., Feron S., Domiani A., Llanillo P.J. et al. Signature of the stratosphere-troposphere coupling on recent record-breaking Antarctic sea-ice anomalies // Cryosphere. 2023. Vol. 17. P. 4996-5006. <https://doi.org/10.5194/tc-17-4995-2023>
20. DallaSanta K., Gerber E.P., Toohey M. The Circulation Response to Volcanic Eruptions: The Key Roles of Stratospheric Warming and Eddy Interactions // J. Climate. 2019. Vol. 32. P. 1001-1120. DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0099.1

21. *Fredericksen J.S., Fredericksen C.S.* Interdecadal changes in southern hemisphere winter storm track modes // *Tellus*. 2007. Vol. 59A. P. 559-617.
22. *Gallego D., Ribera P., Garcia-Herrera R., Hernandez E., Gimeno L.* A new look for the Southern Hemisphere jet stream // *Climate Dynamics*. 2005. Vol. 24. P. 607-621. DOI: 10.1007/s00382-005-0006-7
23. *Gibbs W.J.* Notes on the mean jet-stream over Australia // *Journal of Meteorology*. 1952. Vol. 9. P. 279-284.
24. *Guest P.J.* Inside Katabatic Winds Over the Terra Nova Bay Polynya: 1. Atmospheric Jet and Surface Conditions // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2021. Vol. 126. e2021JD034902. <https://doi.org/10.1029/2021JD034902>
25. *Gupta A.K., Mittal T., Fauria K.E., Bennartz R., Kok J.F.* The January 2022 Hunga eruption cooled the southern hemisphere in 2022 and 2023 // *Commun. Earth. Environ.* 2025. Vol. 6, no. 1. 15 p. <https://doi.org/10.1038/s43247-025-02181-9>
26. *Haas S., Fricke J., Wahl S., Matthes A.* Sensitivity of the Southern Hemisphere circumpolar jet response to Antarctic ozone depletion: prescribed versus interactive chemistry // *Atm. Chem. Phys.* 2020. Vol. 20. P. 14043-14061. <https://doi.org/10.5194/acp-20-14043-2020>
27. *Harzer F., Gamy H., Davis S., Birner H.* Probing the Suitability of Meridional Stratospheric Ozone Gradients for Inferring Interannual Variability and Trends of the Subtropical Jet Stream // *J. Climate*. 2025. Vol. 38. P. 2571-2587. DOI: 10.1175/JCLI-D-24-0530.1
28. *Lewis W.J.* Ooshi's observations viewed in the context of jet stream discovery // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2003. Vol. 84, no 3. P. 357-369.
29. *Lopez H., Dong Sh., Lee S.-K.* Decadal Modulations of Interhemispheric Global Atmospheric Circulations and Monsoons by the South Atlantic Meridional Overturning Circulation // *J. Climate*. 2016. Vol. 29. P. 1831-1850. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0491.1
30. *Lubis S.W., Hasanzadeh P.* The Intrinsic 150-Day Periodicity of the Southern Hemisphere Extratropical Large-Scale Atmospheric Circulation // *AGU Advances*. 2023. Vol. 4. e2022AV000833. <https://doi.org/10.1029/2022AV000833>
31. *Martin J.* Recent Trends in the Waviness of the Northern Hemisphere Wintertime Polar and Subtropical Jets // *JGR Atmospheres*. 2021. Vol. 26. e2020JD033668. <https://doi.org/10.1029/2020JD033668>
32. *Martin J.E., Norton T.* Waviness of the Southern Hemisphere wintertime polar and subtropical jets // *Weather Clim. Dynam.* 2023. Vol. 4. P. 875-886. <https://doi.org/10.5194/wcd-4-875-2023>
33. *Mindlin J., Shepherd T.G., Osmand M., Verad C.S., Kretschmera M.* Explaining and predicting the Southern Hemisphere eddy-driven jet // *PNAS (Proceedings of the National Academy of Science of the USA)*. 2025. Vol. 122, no. 29. e2500697122. <https://doi.org/10.1073/pnas.2500697122>
34. *Nakamura H., Shimpo A.* Seasonal Variations in the Southern Hemisphere Storm Tracks and Jet Streams as Revealed in a Reanalysis Dataset // *J. Climate*. 2004. Vol. 17. P. 1828-1844.
35. *Newton Ch. W.* Axial velocity streaks in the jet stream: ageostrophic inertial oscillations // *Journal of Meteorology*. 1959. Vol. 16. P. 638-645.
36. On the General Circulation of the Atmosphere in Middle Latitudes (by Staff members of Department of Meteorology of the University of Chicago) // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 1947. Vol. 29, no.6. P. 255-280.
37. *Patterson M., Wooling T., Bracegirdle T.J., Lewis N.T.* Wintertime Southern Hemisphere Jet Streams Shaped by Interaction of Transient Eddies with Antarctic Orography // *J. Climate*. 2020. Vol. 33.P. 10505-10522. DOI: 10.1175/JCLI-D-20-0153.1
38. *Peña-Ortiz C., Manzini E., Giorgetta M.A.* Tropical Deep Convection Impact on Southern Winter Stationary Waves and Its Modulation by the Quasi-Biennial Oscillation // *J. Climate*. 2019. Vol. 32. P. 7453-7467.
39. *Riviere G.* A Dynamical Interpretation of the Poleward Shift of the Jet Streams in Global Warming Scenarios // *J. Atm. Sci.* 2011. Vol. 68. P. 1253-1272. DOI: 10.1175/2011JAS3641.1
40. *Saggiorio E., Shepherd T.G., Knight J.* Probabilistic Causal Network Modeling of Southern Hemisphere Jet Subseasonal to Seasonal Predictability // *J. Climate*. 2024. Vol. 37. P. 3055-3069. DOI: 10.1175/JCLI-D-23-0425.1

41. Screen J.A., Eade R., Smith D.M., Thomson S., Yu H. Net Equatorward Shift of the Jet Streams When the Contribution From Sea-Ice Loss Is Constrained by Observed Eddy Feedback // *Geophys. Res. Lett.* 2022. Vol. 49. e2022GL100523. 9 p. <https://doi.org/10.1029/2022GL100523>
42. Simmons A.J. Trends in the tropospheric general circulation from 1979 to 2022 // *Weather Clim. Dynam.* 2022. Vol. 3. P. 777-809. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-777-2022>
43. Simpson I.R., Polyani L.M. Revisiting the relationship between jet position, forced response, and annular mode variability in the southern midlatitudes // *Geophys. Res. Lett.* 2016. Vol. 43. P. 2896-2903. DOI: 10.1002/2016GL067989
44. Smith D.M., Screen J.A., Deser C., Cohen J. et al. The Polar Amplification Model Inter-comparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6: investigating the causes and consequences of polar amplification // *Geosci. Model Dev.* 2019. Vol. 12. P. 1139-1164. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1139-2019>
45. Smith S., Lu J., Staten P.W. Diabatic Eddy Forcing Increases Persistence and Opposes Propagation of the Southern Annular Mode in MERRA-2 // *J. Atm. Sci.* 2024. Vol. 81. P. 743-763. DOI: 10.1175/JAS-D-23-0019.1
46. Spensberger C., Li C., Sprengler T. Linking Instantaneous and Climatological Perspectives on Eddy-Driven and Subtropical Jets // *J. Climate.* 2023. Vol. 36. P. 8525-8536. DOI: 10.1175/JCLI-D-23-0080.1
47. Suresan S., Harnic N., Caballero R. Extreme weather anomalies and surface signatures associated with merged Atlantic–African jets during northern winter // *Wea. Clim. Dyn.* 2025. Vol. 6. P. 789-806. <https://doi.org/10.5194/wcd-6-789-2025>
48. Thapa U.K., Stevenson S. Influence of ENSO and Volcanic Eruptions on Himalayan Jet Latitude // *Geophys. Res. Lett.* 2024. Vol. 51. e2023GL107271. 10 p. <https://doi.org/10.1029/2023GL107271>
49. Wenzel S., Eyring V., Gerber E.P., Karpechko A.Yu. Constraining Future Summer Austral Jet Stream Positions in the CMIP5 Ensemble by Process-Oriented Multiple Diagnostic Regression // *J. Climate.* 2016. Vol. 29. P. 673-686. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0412.1
50. Williams R.S., Marshall G.J., Levine X., Graff L.S. et al. Future Antarctic Climate: Story-lines of Midlatitude Jet Strengthening and Shift Emergent from CMIP6 // *J. Climate.* 2024. Vol. 37. P. 2157- 2178. DOI: 10.1175/JCLI-D-23-0122.1
51. Xu X., Wang Yi, Wei F., Bo M., Tang H., Wang D., Bian L., Wang B., Zuo P., Jiang Ch., Zhou Z., Li Z., Zeng L., Zhu X. The disrupted jet stream and its influence on flight time during solar proton events // *Scientific Reports.* 2025. Vol. 15, no. 1. P. 22969. <https://doi.org/10.1038/s41598-025-07137-9>, 14 p.

References

1. Astapenko P., Al't ZH., Ropa N. Nekotorye voprosy cirkulyacii atmosfery v Antarktike v 1958 g. *Mezhdunarodnyj geofizicheskij god. II razdel programmy MGG (meteorologiya) pod red. V.A. Bugaeva.* Moscow, Izdanie AN SSSR, 1960, 131 p. [in Russ.].
2. Bugaev V.A. Strujnye techeniya v atmosfere nad Mirnym. *Byulleten' sovetskoj antarkticheskoy ekspedicii*, 1959, no. 12, pp. 20-23 [in Russ.].
3. Bugaev V.A. Atmosfernye processy v Antarktike. *Osnovnye itogi izucheniya Antarktiki za 10 let: Doklady Vsesoyuznogo soveshchaniya po izucheniyu Antarktiki*, 1967, pp. 16-26 [in Russ.].
4. Gajgerov S.S. Aerologiya polyarnyh rajonov. Moscow: Gidrometizdat publ., 1964. 304 p. [in Russ.].
5. Gajgerov S.S. Nekotorye dannye ob aerologicheskom stroenii atmosfery u antarkticheskogo poberezh'ya zimoj. *Trudy CAO*, 1964, vol. 59, pp. 92-102 [in Russ.].
6. Ekaykin A.A., Veres A.N. Temperature shifts in Central Antarctica after major volcanic eruptions in the second millennium of the common era. *Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research]*, 2023, vol. 69, no. 3, pp. 374-385. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-3-374-385> [In Russ.].

7. Ivanova A.R. Some features of the Southern Hemisphere circulation in the free atmosphere affecting aircraft flights. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2025, vol. 396, no. 2, pp. 8-27. DOI: 10.37162/2618-9631-2025-2-8-27 [In Russ.].

8. *Meteorologiya Yuzhnogo polushariya*, pod red. CH.U. N'yutona. Leningrad, Gidrometeorizdat publ., 1976, 260 p. [In Russ.].

9. Muravyev Ya.D. Vulkanicheskie izverzheniya i klimat [Volcanic eruptions and climate]. *Вестник ДВО РАН [Vestnik of the Far East Branch of the Russian Academy of Sciences]*, 2007, no. 2, pp. 71-82 [In Russ.].

10. Pravila aeronavigacionnogo obsluzhivaniya. Meteorologiya (PANS-MET, Doc 10157). Mezhdunarodnaya organizaciya grazhdanskoj aviacii. Pervoe izdanie. Aprel' 2025 g. [In Russ.].

11. Barnes E.A., Barnes N.W., Polvani L.M. Delayed Southern Hemisphere Climate Change Induced by Stratospheric Ozone Recovery, as Projected by the CMIP5 Models. *J. Climate*, 2014, vol. 27, pp. 852-867. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00246.1

12. Bracegirdle T.J., Holmes C.R., Hosking J.S., Marshall G.J., Osman M., Patterson M., Rackow T. Improvements in circumpolar Southern Hemisphere extratropical atmospheric circulation in CMIP6 compared to CMIP5. *Earth and Space Science*, 2020, vol. 7, no. 6, e2019EA001065. <https://doi.org/10.1029/2019EA001065>

13. Breul Ph., Ceppi P., Shepherd T.G. Revisiting the wintertime emergent constraint of the southern hemispheric midlatitude jet response to global warming. *Weather Clim. Dynam.*, 2023, vol. 4, pp. 39-47. <https://doi.org/10.5194/wcd-4-39-2023>

14. Breul, P., Ceppi, P., Simpson, I.R., Wooling T. Seasonal and regional jet stream changes and drivers. *Nat Rev Earth Environ*, 2025. <https://doi.org/10.1038/s43017-025-00749-9>

15. Cable A., Tarrison T.C., Kent E., Kornes R., Bracegirdle T.J. A new index used to characterise the extent of Antarctic marine coastal winds in climate projections. *Weather Clim. Dynam.*, 2026, vol. 7, pp. 247-262. <https://doi.org/10.5194/wcd-7-247-2026>

16. Caporale G.M., Romero-Rojo M.F., Gil-Alana L.A. Trends in Sea Ice and Snow-Cover Extent: A Fractional Integration Analysis. *J. Hydrometeor.*, 2026, vol. 27, pp. 5-16. DOI: 10.1175/JHM-D-25-0050.1

17. Chen T.-Ch., Goose H., Davrinche C., Libera S. et al. Southern Annular Mode persistence and westerly jet: a reassessment using high-resolution global models. *Weather Clim. Dynam.*, 2025, vol. 6, pp. 1179-1193. <https://doi.org/10.5194/wcd-6-1179-2025>

18. Christenson C.E., Martin J.E., Handlos Z.J. A Synoptic Climatology of Northern Hemisphere, Cold Season Polar and Subtropical Jet Superposition Events. *J. Climate*, 2017, vol. 30, pp. 7231-7246. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0565.1

19. Cordero R.R., Feron S., Domiani A., Llanillo P.J. et al. Signature of the stratosphere-troposphere coupling on recent record-breaking Antarctic sea-ice anomalies. *Cryosphere*, 2023, vol. 17, pp. 4996-5006. <https://doi.org/10.5194/tc-17-4995-2023>

20. DallaSanta K., Gerber E.P., Toohey M. The Circulation Response to Volcanic Eruptions: The Key Roles of Stratospheric Warming and Eddy Interactions. *J. Climate*, 2019, vol. 32, pp. 1001-1120. DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0099.1

21. Fredericksen J.S., Fredericksen C.S. Interdecadal changes in southern hemisphere winter storm track modes. *Tellus*, 2007, vol. 59A, pp. 559-617.

22. Gallego D., Ribera P., Garcia-Herrera R., Hernandez E., Gimeno L. A new look for the Southern Hemisphere jet stream. *Climate Dynamics*, 2005, vol. 24, pp. 607-621. DOI: 10.1007/s00382-005-0006-7

23. Gibbs W.J. Notes on the mean jet-stream over Australia. *Journal of Meteorology*, 1952, vol. 9, pp. 279-284.

24. Guest P.J. Inside Katabatic Winds Over the Terra Nova Bay Polynya: 1. Atmospheric Jet and Surface Conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2021, vol. 126, e2021JD034902. <https://doi.org/10.1029/2021JD034902>

25. Gupta A.K., Mittal T., Fauria K.E., Bennartz R., Kok J.F. The January 2022 Hunga eruption cooled the southern hemisphere in 2022 and 2023. *Commun. Earth. Environ.*, 2025, vol. 6, no. 1, 15 p. <https://doi.org/10.1038/s43247-025-02181-9>

26. Haas S., Fricke J., Wahl S., Matthes A. Sensitivity of the Southern Hemisphere circumpolar jet response to Antarctic ozone depletion: prescribed versus interactive chemistry. *Atm. Chem. Phys.*, 2020, vol. 20, pp. 14043-14061. <https://doi.org/10.5194/acp-20-14043-2020>
27. Harzer F., Garny H., Davis S., Birner H. Probing the Suitability of Meridional Stratospheric Ozone Gradients for Inferring Interannual Variability and Trends of the Subtropical Jet Stream. *J. Climate*, 2025, vol. 38, pp. 2571-2587. DOI: 10.1175/JCLI-D-24-0530.1
28. Lewis W.J. Ooshi's observations viewed in the context of jet stream discovery. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2003, vol. 84, no 3, pp. 357-369.
29. Lopez H., Dong Sh., Lee S.-K. Decadal Modulations of Interhemispheric Global Atmospheric Circulations and Monsoons by the South Atlantic Meridional Overturning Circulation. *J. Climate*, 2016, vol. 29, pp. 1831-1850. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0491.1
30. Lubis S.W., Hasanazadeh P. The Intrinsic 150-Day Periodicity of the Southern Hemisphere Extratropical Large-Scale Atmospheric Circulation. *AGU Advances*, 2023, vol. 4, e2022AV000833. <https://doi.org/10.1029/2022AV000833>
31. Martin J. Recent Trends in the Waviness of the Northern Hemisphere Wintertime Polar and Subtropical Jets. *JGR Atmospheres*, 2021, vol. 26, e2020JD033668. <https://doi.org/10.1029/2020JD033668>
32. Martin J.E., Norton T. Waviness of the Southern Hemisphere wintertime polar and subtropical jets. *Weather Clim. Dynam.*, 2023, vol. 4, pp. 875-886. <https://doi.org/10.5194/wcd-4-875-2023>
33. Mindlin J., Shepherd T.G., Osmund M., Verad C.S., Kretschmera M. Explaining and predicting the Southern Hemisphere eddy-driven jet. *PNAS (Proceedings of the National Academy of Science of the USA)*, 2025, vol. 122, no. 29, e2500697122. <https://doi.org/10.1073/pnas.2500697122>
34. Nakamura H., Shimpo A. Seasonal Variations in the Southern Hemisphere Storm Tracks and Jet Streams as Revealed in a Reanalysis Dataset. *J. Climate*, 2004, vol. 17, pp. 1828-1844.
35. Newton Ch. W. Axial velocity streaks in the jet stream: ageostrophic inertial oscillations. *Journal of Meteorology*, 1959, vol. 16, pp. 638-645.
36. On the General Circulation of the Atmosphere in Middle Latitudes (by Staff members of Department of Meteorology of the University of Chicago). *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1947, vol. 29, no. 6, pp. 255-280.
37. Patterson M., Wooling T., Bracegirdle T.J., Lewis N.T. Wintertime Southern Hemisphere Jet Streams Shaped by Interaction of Transient Eddies with Antarctic Orography. *J. Climate*, 2020, vol. 33, pp. 10505-10522. DOI: 10.1175/JCLI-D-20-0153.1
38. Peña-Ortiz C., Manzini E., Giorgetta M.A. Tropical Deep Convection Impact on Southern Winter Stationary Waves and Its Modulation by the Quasi-Biennial Oscillation. *J. Climate*, 2019, vol. 32, pp. 7453-7467.
39. Riviere G. A Dynamical Interpretation of the Poleward Shift of the Jet Streams in Global Warming Scenarios. *J. Atm. Sci.*, 2011, vol. 68, pp. 1253-1272. DOI: 10.1175/2011JAS3641.1
40. Saggiorio E., Shepherd T.G., Knight J. Probabilistic Causal Network Modeling of Southern Hemisphere Jet Subseasonal to Seasonal Predictability. *J. Climate*, 2024, vol. 37, pp. 3055-3069. DOI: 10.1175/JCLI-D-23-0425.1.
41. Screen J.A., Eade R., Smith D.M., Thomson S., Yu H. Net Equatorward Shift of the Jet Streams When the Contribution From Sea-Ice Loss Is Constrained by Observed Eddy Feedback. *Geophys. Res. Lett.*, 2022, vol. 49, e2022GL100523, 9 p. <https://doi.org/10.1029/2022GL100523>
42. Simmons A.J. Trends in the tropospheric general circulation from 1979 to 2022. *Weather Clim. Dynam.*, 2022, vol. 3, pp. 777-809. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-777-2022>
43. Simpson I.R., Polvani L.M. Revisiting the relationship between jet position, forced response, and annular mode variability in the southern midlatitudes. *Geophys. Res. Lett.*, 2016, vol. 43, pp. 2896-2903. DOI: 10.1002/2016GL067989
44. Smith D.M., Screen J.A., Deser C., Cohen J. et al. The Polar Amplification Model Inter-comparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6: investigating the causes and consequences of polar amplification. *Geosci. Model Dev.*, 2019, vol. 12, pp. 1139-1164. <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1139-2019>

45. Smith S., Lu J., Staten P.W. Diabatic Eddy Forcing Increases Persistence and Opposes Propagation of the Southern Annular Mode in MERRA-2. *J. Atm. Sci.*, 2024, vol. 81, pp. 743-763. DOI: 10.1175/JAS-D-23-0019.1

46. Spensberger C., Li C., Sprengler T. Linking Instantaneous and Climatological Perspectives on Eddy-Driven and Subtropical Jets. *J. Climate*, 2023, vol. 36, pp. 8525-8536. DOI: 10.1175/JCLI-D-23-0080.1

47. Suresan S., Harnic N., Caballero R. Extreme weather anomalies and surface signatures associated with merged Atlantic–African jets during northern winter. *Wea. Clim. Dyn.*, 2025, vol. 6, pp. 789-806. <https://doi.org/10.5194/wcd-6-789-2025>

48. Thapa U.K., Stevenson S. Influence of ENSO and Volcanic Eruptions on Himalayan Jet Latitude. *Geophys. Res. Lett.*, 2024, vol. 51, e2023GL107271, 10 p. <https://doi.org/10.1029/2023GL107271>

49. Wenzel S., Eyring V., Gerber E.P., Karpechko A.Yu. Constraining Future Summer Austral Jet Stream Positions in the CMIP5 Ensemble by Process-Oriented Multiple Diagnostic Regression. *J. Climate*, 2016, vol. 29, pp. 673-686. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0412.1

50. Williams R.S., Marshall G.J., Levine X., Graff L.S. et al. Future Antarctic Climate: Storylines of Midlatitude Jet Strengthening and Shift Emergent from CMIP6. *J. Climate*, 2024, vol. 37, pp. 2157-2178. DOI: 10.1175/JCLI-D-23-0122.1

51. Xu X., Wang Yi, Wei F., Bo M., Tang H., Wang D., Bian L., Wang B., Zuo P., Jiang Ch., Zhou Z., Li Z., Zeng L., Zhu X. The disrupted jet stream and its influence on flight time during solar proton events. *Scientific Reports*, 2025, vol. 15, no. 1, pp. 22969. <https://doi.org/10.1038/s41598-025-07137-9>, 14 p.

Поступила 15.03.2026; принята в печать 26.05.2026.
Submitted 15.03.2026; accepted for publication 26.05.2026.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-23-37>

УДК 551.57

Определение водозаписа облаков над водной поверхностью по данным спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ

А.О. Масляшова, А.Б. Успенский

*Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии
«Планета», г. Москва, Россия
abusp@mail.ru*

Рассмотрены нейросетевые алгоритмы, предназначенные для определения водозаписа облаков над водной поверхностью по данным измерений микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ, установленного на метеоспутнике МЕТЕОР-М № 2-4. Для получения оценок водозаписа в терминах LWP (liquid water path) разработана свёрточная нейросеть CNN с архитектурой энкодер-декодер, входными данными для которой являются антенные температуры, измеренные в 10 каналах МТВЗА-ГЯ. Обучение CNN выполнено на выборке 2723000 пар, совмещенных по пространству и времени антенных температур и величин водозаписа облаков LWP по данным реанализа ERA5, отобранных за отдельные дни из разных сезонов 2024–2025 гг. для акваторий Тихого и Атлантического океанов, за исключением данных в акваториях полярных широт.

Верификация оценок LWP проводилась сравнением с ближайшими по месту и времени «эталонными» величинами LWP из реанализа ERA5 и оценками LWP по данным микроволнового радиометра AMSR2 японского спутника GCOM-W1. Величины среднеквадратичного отклонения, рассчитанные для различных акваторий Атлантического и Тихого океанов в широтной зоне +/- 60 град. за 30 июня 2025 г. меняются в диапазонах 0,05–0,075 кг/м² в зависимости от области и сроков зондирования. Визуальное сравнение полей оценок LWP, построенных по данным радиометров МТВЗА-ГЯ и AMSR2, показало неплохое совпадение зон высоких и низких значений обеих оценок. Полученные результаты подтверждают работоспособность предложенной методики анализа данных МТВЗА-ГЯ и достижение удовлетворительного качества восстановленных полей водозаписа облаков.

Ключевые слова: микроволновый радиометр МТВЗА-ГЯ, водозапас облаков, свёрточная нейросеть CNN, реанализ ERA5, верификация

Cloud liquid water path over the global ocean derived from MTVZA-GYa satellite-based microwave radiometer

A.O. Maslyashova, A.B. Uspensky

*Scientific-research center for space hydrometeorology «Planeta», Moscow, Russia
abusp@mail.ru*

The purpose of the present study is to describe a new algorithm based on a neural network approach (Convolutional Neural Network with encoder-decoder architecture, CNN) for cloud liquid water path (LWP) estimation over the global ocean from MTVZA-GYa satellite-based microwave radiometer observations. The input data for the network are the

antenna temperatures measured in 10 MTVZA-GYa channels. The CNN was trained on a sample of 2 723 000 spatiotemporally collocated pairs of antenna temperatures and reference cloud LWP values from the ERA5 reanalysis. The data were selected for individual days across different seasons of 2024–2025 over the Pacific and Atlantic oceans, excluding polar areas.

Verification of the retrieved LWP was performed against the spatiotemporally nearest “reference” LWP values from the ERA5 reanalysis and with LWP estimates from the AMSR2 microwave radiometer onboard the Japanese GCOM-W1 satellite. The root-mean-square deviation values calculated for various areas of the Atlantic and Pacific oceans within the latitude zone of $\pm 60^\circ$ for June 30, 2025 range from 0.05 to 0.075 kg/m² depending on the region and observation time. A visual comparison of the LWP fields retrieved from the MTVZA-GYa and AMSR2 data showed a good agreement in the patterns of high and low values for both kinds of estimates. The verification confirmed the operational capability of the proposed method for analyzing MTVZA-GYa data and demonstrated a satisfactory quality of the retrieved cloud LWP fields.

Keywords: MTVZA-GYa microwave radiometer, cloud liquid water path, Convolutional Neural Network, ERA5 reanalysis, verification

Введение

Облачный покров – один из главных факторов, формирующих погоду и климат Земли, поскольку от изменения его микро- и макрофизических параметров во многом зависят радиационный, тепловой и водный балансы системы «атмосфера – подстилающая поверхность». Этим объясняется необходимость мониторинга параметров облачного покрова глобального или регионального покрытия, включая такой макрофизический параметр, как водозапас облаков, представляющий общую массу сконденсированной воды (водных капель и кристаллов льда) в столбе облачного воздуха единичного сечения [5]. Для количественной оценки водозапаса (в терминах массы жидко-капельной воды LWP – Liquid Water Path) вследствие практического отсутствия сети инструментальных наблюдений обычно используют методы дистанционного зондирования с наземных или с космических платформ.

Усвоение в моделях численного прогноза погоды спутниковой информации о распределении в атмосфере гидрометеоров (водозапас облаков LWP, осадки) из-за влияния на радиационные свойства облаков и на формирование осадков повышает качество краткосрочных прогнозов температуры, влажности, ветра (особенно в слое 300–150 гПа) и осадков [11, 15, 22]. Поля оценок водозапаса облаков глобального покрытия входят в состав выходной продукции известной прогностической системы GFS NCEP [<https://gdex.ucar.edu/datasets/d084001/#>].

К настоящему времени известны два метода определения LWP по спутниковым данным. В первом методе используют измерения спутниковых многоканальных радиометров в каналах видимого и БИК диапазонов спектра [4, 8, 9, 17, 23, 24]. Второй метод основан на анализе измерений спутниковых микроволновых (МКВ) радиометров в сканерных каналах диапазона 18–90 ГГц и каналах влажностного зондирования. В отличие

от первого метода, работающего только в светлое время суток, преимуществом второго метода является чувствительность регистрируемого МКВ-излучения к вариациям водозапаса облаков независимо от времени суток и возможность контролировать суточные изменения LWP. Кроме того, указанные данные слабо чувствительны к наличию кристаллов льда в облаке и распределению по размерам жидких частиц (капель) облака [14]. Недостаток метода – трудность идентификации в спутниковых оценках LWP (без привлечения дополнительной информации об осадках) компонент, относящихся к недождящим облакам или осадкам. Кроме того, получение оценок LWP по данным спутниковых МКВ-радиометров затруднено при зондировании над сушей и морским льдом из-за необходимости адекватного задания излучательной способности (коэффициента излучения) поверхности в пункте зондирования [10].

За последнее тридцатилетие за рубежом и в нашей стране эксплуатировались более 10 типов спутниковых МКВ-радиометров (сканеров и сканеров-зондировщиков), в том числе отечественный МКВ-радиометр МТВЗА-ГЯ на борту полярно-орбитальных метеоспутников серии МЕТЕОР-М [<https://www.wmo-sat.info/oscar/instruments>]. Для обработки спутниковых данных и получения оценок LWP были предложены статистические и физико-статистические алгоритмы [1–3, 9, 12–14, 21, 25]. Примером статистического подхода является регрессионный алгоритм построения оценок LWP компании Remote Sensing Systems из [<https://remss.com/measurements/cloud-liquid-water-content/>], который был адаптирован к данным семи зарубежных МКВ-радиометров и использован для формирования многолетнего глобального климатического архива MAC-LWP, содержащего среднемесячные оценки LWP на регулярной сетке [14].

К другим статистическим методам стоит отнести алгоритмы искусственных нейронных сетей, см., например, [1, 2, 20]. Алгоритм искусственных нейронных сетей в [1] был впервые применен к моделированным данным измерений спутникового МКВ-радиометра МТВЗА для получения оценок LWP. На начальном этапе массовое применение подобных алгоритмов сдерживалось отсутствием репрезентативных баз данных со значениями LWP глобального покрытия, поскольку искомые значения этого параметра определялись расчетным путем по данным редкой сети радиозондирований и визуальных наблюдений облачного покрова (для учета морфологии облачности). Ситуация заметно улучшилась в связи с накоплением архивов спутниковых оценок LWP достаточно хорошего качества и подготовкой реанализов ERA5 [18], содержащих, среди прочего, глобальные ежечасные поля оценок LWP на регулярной сетке.

В статье на основе численных экспериментов с различными вариантами нейросетевых алгоритмов дистанционного определения водозапаса облаков LWP над водной поверхностью по данным спутникового МКВ-радиометра МТВЗА-ГЯ в качестве основного алгоритма выбрана свёрточная нейронная сеть CNN (Convolutional Neural Network) архитектуры энкодер-

декодер. Верификация спутниковых оценок LWP проводилась сравнением с ближайшими по месту и времени референсными величинами из реанализа ERA5 и оценками LWP по данным микроволнового радиометра AMSR2 японского спутника GCOM-W1 [<https://www.wmo-sat.info/oscar/instruments>]. Обсуждаются результаты верификации и источники систематических и случайных ошибок получаемых оценок LWP.

Данные и методы исследований

Используемые данные. Микроволновый радиометр МТВЗА-ГЯ (модуль температурного и влажностного зондирования атмосферы) с функциями сканера и атмосферного зондирующего устанавливается на космических аппаратах (КА) серии МЕТЕОР-М, включая КА МЕТЕОР-М № 2-4 (запуск в феврале 2024 г.). Радиометрические каналы сканера МТВЗА-ГЯ имеют рабочие частоты 10,6; 18,7; 23,8; 31,5; 36,5; 42,0; 48,0 и 91,65 ГГц с вертикальной и горизонтальной поляризацией, а также каналы в линиях поглощения кислорода 52–57 ГГц (температурное зондирование) и водяного пара 165,0; 183,31 ГГц (влажностное зондирование). Полоса обзора прибора составляет 1500 км, пространственное разрешение – от 16 до 198 км в зависимости от радиометрического канала. Бортовая (внутренняя) калибровка радиометрических каналов МТВЗА-ГЯ проводится на каждом скане вне зоны рабочего сектора для определения шкалы антенных температур (T_a), причем вследствие различных мешающих факторов значения T_a отличаются от значений яркостных температур (T_y) излучающего объекта. Для перехода к шкале T_y требуется проведение внешней калибровки каналов МТВЗА-ГЯ [7].

Описание метода. В ходе численных экспериментов по тематической обработке данных МТВЗА-ГЯ были апробированы следующие нейросетевые алгоритмы, а также алгоритм машинного обучения:

1) полносвязная нейронная сеть прямого распространения типа MLP, настроенная на построение регрессионных оценок. Тестировались конфигурации сети с различным количеством скрытых слоев и нейронов, однако устойчивого результата данный алгоритм не показал;

2) градиентный бустинг (алгоритм машинного обучения), основная идея которого – последовательное построение множества промежуточных моделей (чаще всего неглубоких деревьев решений), где каждая следующая модель пытается исправить ошибки предыдущих. Результаты модели на основе градиентного бустинга показывали наихудшую точность оценки LWP по сравнению с другими алгоритмами;

3) сверточная нейронная сеть (CNN) архитектуры энкодер-декодер, применение которой показало наилучшую точность оценивания LWP. Поэтому в качестве основного алгоритма выбрана сеть CNN.

Входными данными (предикторами-признаками) для алгоритма сверточной нейронной сети CNN являются антенные температуры T_a , а целевым параметром – оценка LWP. Использование T_a вместо T_y позволяет

избежать влияния погрешностей, вносимых процедурой внешней калибровки, и объясняется стабильным функционированием бортовой радиометрической калибровки всех летных образцов аппаратуры МТВЗА-ГЯ. В качестве предикторов был выбран вектор антенных температур T_a , измеренных в сканерных каналах МТВЗА-ГЯ на вертикальной (V) и горизонтальной (H) поляризациях с частотами (18 V, H; 23,8 V, H; 36,5 V, H; 91,65 V ГГц) и в трех вертикально поляризованных каналах влажностного зондировщика с частотами (165,0 V; $183,31 \pm 3,0$ V; $183,31 \pm 7,0$ V ГГц). Выбор в качестве информативных предикторов измерений в сканерных каналах, чувствительных к вариациям LWP, учитывает зарубежный опыт и сделан с учетом физики процесса переноса МКВ-излучения в облачной атмосфере [25].

В качестве эталонных использовались данные реанализа ERA5 [18] Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) с шагом сетки 0,25 градусов. Несмотря на высокую цитируемость и многократное использование этих данных в различных исследованиях, следует помнить о возможных ошибках реанализа ERA5 при задании величин LWP, которые могут ухудшить точность спутниковых оценок. Например, данные реанализа ERA5 при сравнении с оценками LWP по данным радиометра-имаджера АИ с КА Himawari завышены над сушей и занижены над океаном в условиях тёплой облачности [26].

Выборка для обучения нейронной сети CNN была подготовлена с учетом следующих условий:

- более 65 % данных МТВЗА-ГЯ с одного полувитка покрывают акватории океанов, причем имеются участки с большими эталонными величинами LWP из реанализа (около $0,4 \text{ кг/м}^2$);

- данные реанализа и данные МТВЗА-ГЯ различаются по времени не более, чем на ± 20 минут;

- спутниковые данные не содержат фрагментов с грубыми ошибками и пропусками. В результате сформирована обучающая выборка, которая содержит данные за несколько дней разных сезонов 2024–2025 гг. и включает 2723000 пар (измерения МТВЗА-ГЯ, значения LWP из реанализа), совмещенных по пространству и времени. Входные данные сформированы в 3-мерную матрицу размером $[N \cdot M \cdot n]$, где N – число строк (широта); M – число столбцов (долгота); n – число каналов. Целевую переменную (LWP) представляет двумерная матрица размером $[N \cdot M]$.

Сверточная нейронная сеть CNN, настроенная на задачу попиксельного оценивания LWP, ищет локальные шаблоны в многоканальных данных [16]. Вместо отдельных весов для каждого пикселя используются фильтры (ядра свёртки), которые скользят по изображению и обнаруживают повторяющиеся признаки. Задача требует локальной детализации и учета общей структуры поля, поэтому используется архитектура «энкодер-декодер». Энкодер «сжимает» локальную информацию в абстрактный код,

декодер использует этот код для точного восстановления пространственной картины. Обобщенная структура алгоритма CNN представлена на рис. 1.

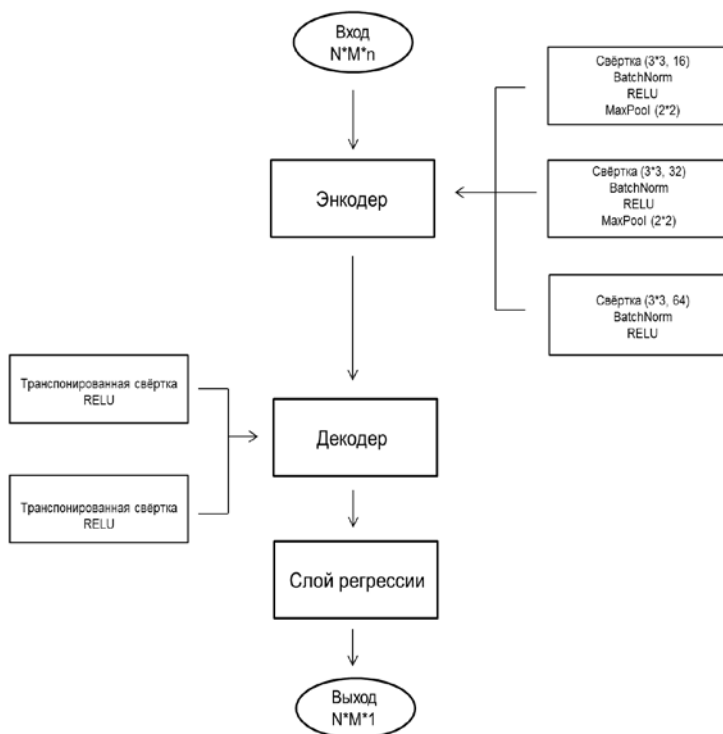


Рис. 1. Структура алгоритма CNN.

Fig. 1. The structure of the CNN algorithm.

На вход подаются фрагменты размером $32 \times 32 \times n$. Архитектура включает две основные составные части: энкодер и декодер. Энкодер последовательно извлекает и сжимает локальную информацию в более абстрактное представление. Энкодер состоит из нескольких блоков, каждый из которых выполняет следующие операции:

1. Свертка 3 на три пикселя с разным количеством фильтров, извлекает локальные признаки (границы, текстуры, комбинации каналов).

2. Batch Normalization (батч-нормализация), нормализует входные данные каждого слоя нейронов, ускоряет и стабилизирует обучение.

3. ReLU (функция активации), вводит нелинейность, даёт способность сети моделировать сложные функции при сохранении вычислительной простоты.

4. Max-pooling (слой пулинга), уменьшает размерность карты шаблонов (признаков), агрегирует контекст и сокращает объем вычислений.

5. Увеличение числа фильтров в каждом блоке ($16 \rightarrow 32 \rightarrow 64$) даёт возможность кодировать более сложные и разнообразные признаки.

Декодер выполняет обратную задачу: поэтапное повышение пространственного разрешения с использованием транспонированных свёрток. На каждом этапе декодер сочетает контекстную информацию из кода с локальными признаками, чтобы восстановить значение LWP в каждом пикселе. В заключении применяется точечная свёртка 1×1 – это линейное преобразование (скалярное произведение тензора на вектор), которое в каждом пункте зондирования вычисляет линейную комбинацию входных многоканальных данных и таким образом восстанавливает одну скалярную величину – оценку LWP для конкретного пикселя. Функция потерь определена как сумма среднеквадратичных ошибок между оценками и истинными значениями LWP в каждом пикселе области зондирования. Используется алгоритм оптимизации Adam (Adaptive Moment Estimation).

Описание экспериментов с различными наборами предикторов. В первом эксперименте входные данные (предикторы) включают антенные температуры T_a , измеренные в каналах 18,7 В; 23,8 В; 91,5 В; 165 В; $183,31 \pm 3,0$ В; $183,31 \pm 7,0$ В ГГц; 18,7 Н; 23,8 Н ГГц; а также разности измерений в каналах (36,7 В – 36,7 Н) ГГц. Общая конфигурация CNN соответствовала рис. 1. Скорость обучения – гиперпараметр, определяющий размер шага, с которым оптимизатор корректирует веса сети при каждой итерации – составляла $3e-4$.

После обучения сети для дальнейшего усовершенствования алгоритма был выполнен тест Permutation feature importance (вычисление важности признаков). Цель теста – определить, насколько ухудшится качество определения LWP, если случайным образом перемешаны значения одного входного признака-предиктора (измерения МТВЗА-ГЯ в одном канале), а все остальные предикторы остаются неизменными. Идентификация наиболее важных для восстановления LWP предикторов – разности измерений в каналах (36,7 В – 36,7 Н) ГГц, а также измерений в каналах 18,7 В ГГц и $183,31 \pm 7,0$ В ГГц (рис. 2б) – согласуется с результатами исследований [1, 25].

Именно, водозапас облаков можно оценить с помощью пассивных МКВ-измерений благодаря сильной спектральной и поляризационной зависимости от поглощения жидкой водой в облаке сигналов и поляризационных разностей сигналов в каналах с частотами 18 и 37 ГГц. Результаты тестирования показали, что данные в канале 18,7 Н ГГц ухудшают точность оценивания LWP. Это, возможно, связано с погрешностями географической привязки данных МТВЗА-ГЯ (ошибки в отдельных случаях могут достигать одного и более пикселей [6]), влияющими на процедуру отбора данных «точка в точку» при формировании обучающей выборки.

Во втором эксперименте в качестве входных данных использованы антенные температуры T_a , измеренные в каналах (23,8 В; 91,5 В; 165 В; $183,31 \pm 3,0$ В; $183,31 \pm 7,0$ В) ГГц; 18,7 Н ГГц, а также разности измерений в каналах (18,7 В – 18,7 Н) ГГц, (36,7 В – 36,7 Н) ГГц. При этом была

снижена скорость обучения до $3e-5$. Наибольший вклад в повышение качества оценивания внесли разности измерений в каналах ($18,7 V - 18,7 H$) ГГц и ($36,7 V - 36,7 H$) ГГц (см. рис. 2а). Измерения в каналах $183,31 \pm 3,0 V$ ГГц и $183,31 \pm 7,0 V$ ГГц понизили свою значимость.

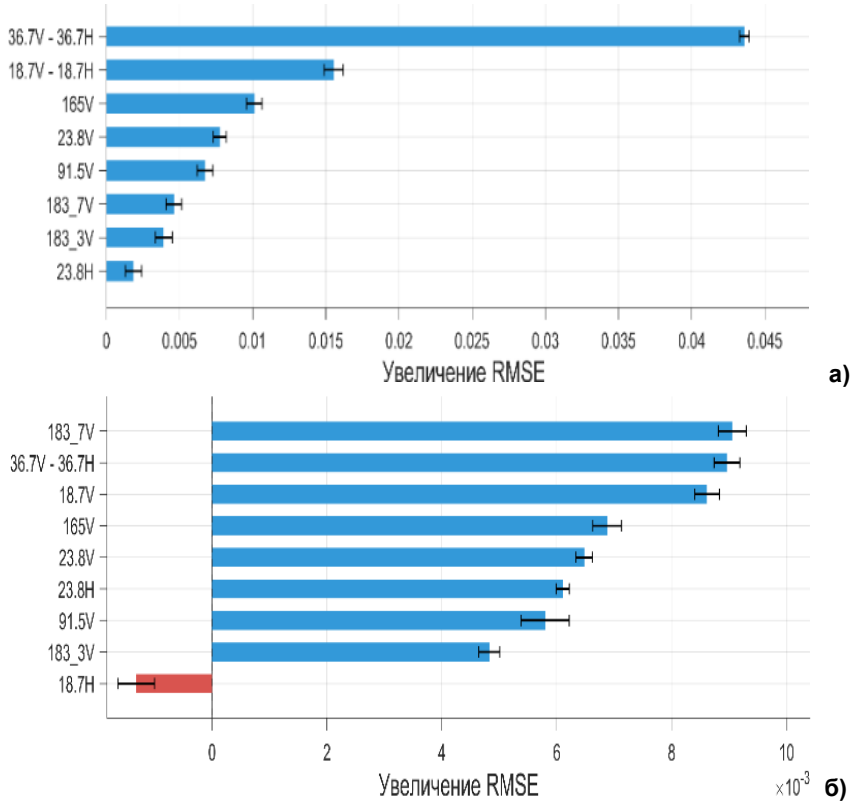


Рис. 2. Вклад в повышение точности оценок LWP– уменьшение среднеквадратичного отклонения RMSE: первый эксперимент (а); второй эксперимент (б).

Fig. 2. Contribution to improving the accuracy of LWP estimates by reducing the Root Mean Square Error (RMSE): Experiment One (a); Experiment Two (б).

Обсуждение результатов

После обучения нейросети CNN проведена верификация оценок LWP на зависимой выборке (20 % исходного набора данных). В качестве метрик качества при сравнении спутниковых оценок с эталоном используются среднеквадратичное отклонение (RMSE) и коэффициент детерминации R^2 . Статистика сравнений для первого эксперимента следующая: $RMSE = 0,0445 \text{ кг/м}^2$, $R^2 = 0,74$. Для второго эксперимента $RMSE = 0,0447 \text{ кг/м}^2$, $R^2 = 0,78$, то есть на материале зависимой выборки значимого повышения качества оценок не наблюдается.

Переход к верификации оценок LWP на материале независимой выборки выполнялся начиная с визуального (качественного) анализа на примере обработки данных МТВЗА-ГЯ с одного витка за 11.40 ч ВСВ 30.06.2025. Как показал последующий анализ, подобные особенности полей спутниковых оценок наблюдаются и на данных за другие дни и для других акваторий. При сравнении полей оценок LWP (по данным первого и второго экспериментов) с полем ERA5 (рис 3а–в), можно отметить подобие их структуры. Успешно восстановлены участки с высокими значениями LWP ($> 0,4 \text{ кг/м}^2$) в районе 45° ю. ш. и у берегов Канады. Поля реанализа и результатов второго эксперимента имеют больше сходства, чем результаты первого эксперимента. Также видно, что алгоритм CNN (первый эксперимент) недооценивает экстремально высокие значения (более $0,4 \text{ кг/м}^2$).

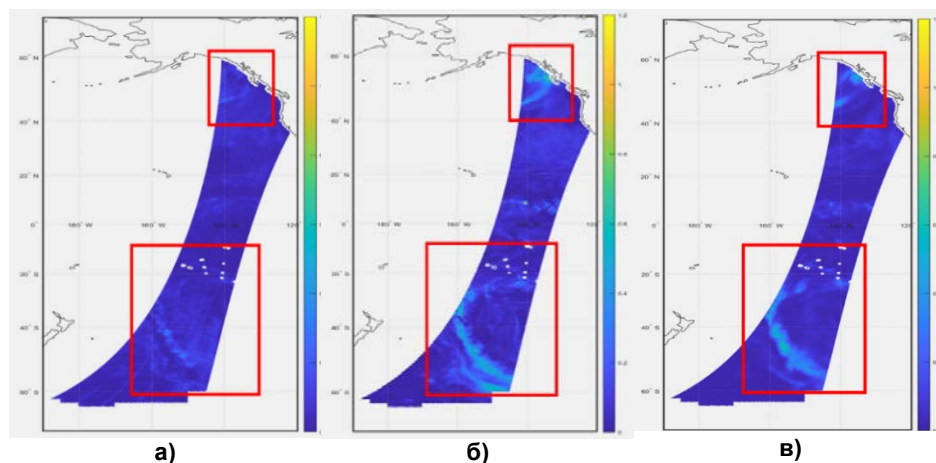


Рис. 3. Сравнение оценок LWP с данными реанализа ERA5 за 30.06.2025 11.40 ч ВСВ: первый эксперимент (а); ERA5 (б); второй эксперимент (в).

Fig. 3. Comparison of LWP estimates with ERA5 reanalysis data for 30 June 2025 at 11:40 UTC: Experiment One (а); ERA5 (б); Experiment Two (в).

Для примера на рис. 4а и 4б приведена статистика сравнений оценок LWP по данным витка за 8.45 ч ВСВ 30.09.2024 и данных ERA5. Объем выборки около 140000. На гистограмме частот ошибок систематических смещений не наблюдается, распределение близко к нормальному. По диаграмме рассеяния видна недооценка высоких значений (более 0.4 кг/м^2) LWP для обоих экспериментов. Во втором эксперименте больше значений ложится на прямую. Отсутствуют отрицательные значения спутниковых оценок, что положительно характеризует алгоритм.

Для второго эксперимента улучшились метрики качества, отмечены снижение RMSE на $0,009 \text{ кг/м}^2$ и увеличение R^2 на $0,09$. Для данных за другие дни, сезоны и акватории также наблюдается улучшение статистических метрик, которое в среднем составило 5–15 % по сравнению с первым

экспериментом. При картировании LWP для Тихого океана за 30 сентября 2024 года средняя по акватории RMSE для первого алгоритма составила $0,061 \text{ кг/м}^2$, а для второго – $0,057 \text{ кг/м}^2$ (см. рис. 5).

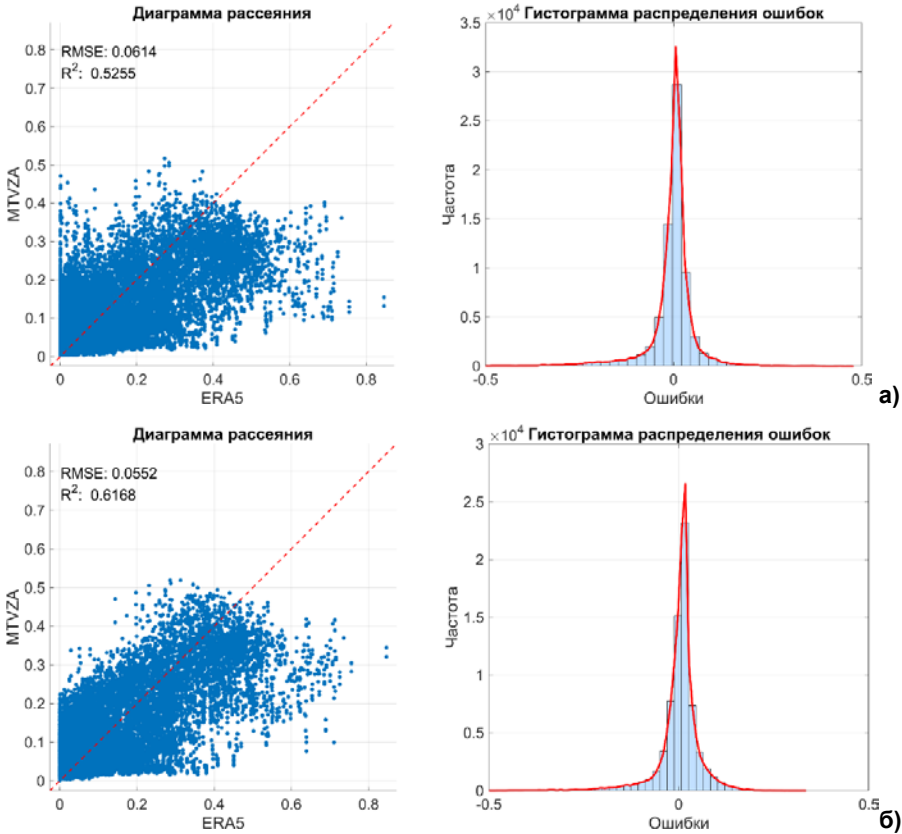


Рис. 4. Статистика сравнений оценок LWP и данных ERA5 по данным витка за 8.45 ч ВСВ 30.09.2024: первый эксперимент (а); второй эксперимент (б).
Fig. 4. Statistics from the comparison of LWP estimates and ERA5 data for the orbital pass at 8:45 UTC on 30 September 2024: Experiment One (a); Experiment Two (б).

На рис. 6 для визуального анализа представлены поля оценок LWP по данным AMSR2 (<https://www.earthdata.nasa.gov/data/instruments/amr2>) и МТВЗА-ГЯ, а также поле общей облачности из реанализа ERA5. Алгоритм восстановления LWP по данным AMSR2 «вырезает» мощную облачность с предполагаемыми зонами осадков, учет которых может увеличить ошибки. В нашем алгоритме такого деления не предусмотрено, поэтому, возможно, отдельные оценки LWP получены в зонах осадков.

Обсудим теперь, следуя [14], возможные источники погрешностей (систематических смещений) в оценках LWP по данным спутниковых МКВ-радиометров, а также способы их коррекции.

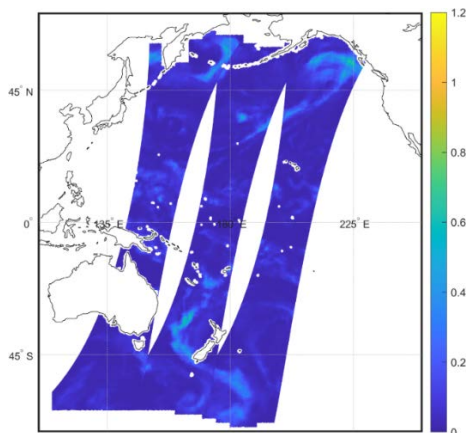


Рис. 5. Поле оценок LWP ($\text{кг}/\text{м}^2$) для акватории Тихого океана за 30 сентября 2024 г.

Fig. 5. Spatial field of LWP estimates (kg/m^2) over the Pacific Ocean for 30 September 2024.

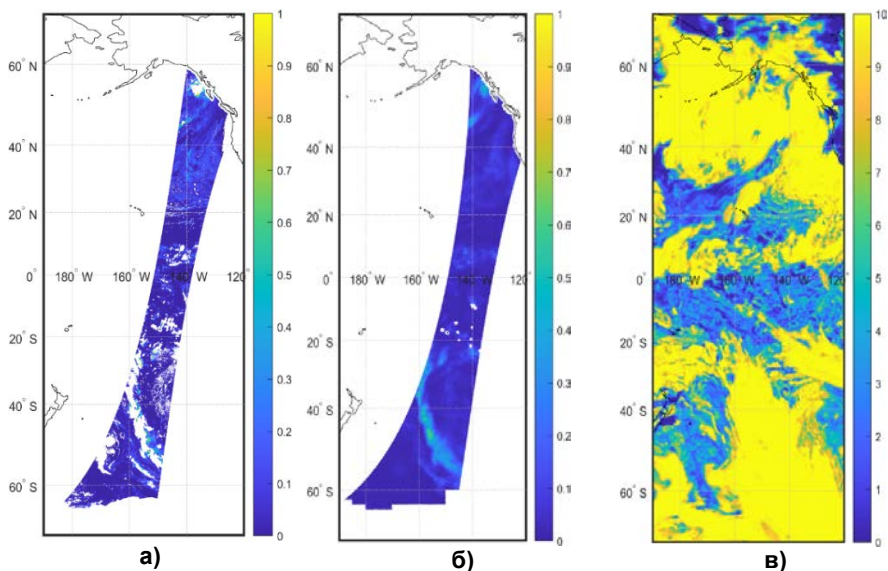


Рис. 6. Поля LWP ($\text{г}/\text{м}^2$) по данным AMSR2 (а); МТВЗА-ГЯ (б) и поля облачности (баллы) по данным ERA5 (в).

Fig. 6. LWP fields (g/m^2) from AMSR2 (a); MTVZA-GYa data (б); total cloud cover from ERA5 data (в).

Как уже отмечалось, самым большим источником систематических смещений является неопределенность оценивания водозаписа, связанная с разделением сигналов (регистрируемого МКВ-излучения), аналогичных для облачной воды и осадков. Оценка LWP может быть завышенной и характеризовать содержание гидрометеоров в атмосфере, то есть общий

водозапас жидкой воды (облачная вода + дождь) в регионах с обильными осадками. Ввиду отсутствия оперативной информации о структуре осадков (распределение по размерам и скорость падения капель, толщина слоя осадков, интенсивность) в [14] предложена эмпирическая формула расчета общего содержания жидкой воды в регионах с осадками TLWP (Total (cloud + rain) Liquid Water Path), в которой к оценке LWP добавляется оценка содержания жидкой воды в осадках RWC, зависящая от толщины слоя осадков и их интенсивности.

Далее выполняется скрининг акваторий океана и применяется пороговый критерий: в оценках LWP ниже порогового значения $0,18 \text{ кг/м}^2$, скорее всего, нет компоненты, связанной с осадками, что позволяет считать ее достоверной [19]; при превышении этого порога вычисляются оценки LWP, RWC, TLWP, и если отношение LWP к TLWP больше $0,8$, то достоверность LWP достаточно высока. При отсутствии данных о TLWP для анализа качества оценок LWP целесообразно привлечь независимые спутниковые данные об осадках – детектирование зон осадков в пунктах зондирования увеличивает неопределенность точностных характеристик искомых оценок LWP, в связи с чем требуется дополнительный анализ.

Еще один тип систематических смещений – ненулевые оценки LWP при ясном небе. Детальный анализ причин смещений и влияющих факторов, выполненный в [14], позволил предложить регрессионную формулу коррекции смещений, зависящую от интегрального влагосодержания атмосферы и скорости приводного ветра. Дистанционное определение этих параметров по данным МТВЗА-ГЯ возможно, но применительно к оценкам LWP коррекция смещений не требуется ввиду их малости.

Заключение

Разработан и протестирован алгоритм, основанный на сверточной нейронной сети CNN для восстановления полей LWP над водной поверхностью по данным измерений микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ с КА «Метеор-М» № 2–4.

Величины RMSE локального и регионального картирования полей LWP по данным МТВЗА-ГЯ с КА «Метеор-М» № 2–4 при сравнении с реанализом ERA5 меняются в диапазоне $0,050\text{--}0,069 \text{ кг/м}^2$ в зависимости от исходного качества данных, набора предикторов, времени суток и территории сканирования.

Верификация показывает, что предложенная методика обеспечивает удовлетворительное качество восстановленных полей LWP с учётом известных источников ошибок, к которым относятся возможные систематические смещения спутниковых оценок в условиях сильных осадков и при ясном небе, собственные погрешности эталонных данных реанализа, а также повышенный уровень радиометрического шума и ошибки географической привязки данных МТВЗА-ГЯ.

В целом результаты подтверждают работоспособность алгоритма и его практическую применимость для дистанционного определения полей LWP по данным измерений микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ.

Список литературы

1. *Заболотских Е.В., Тимофеев Ю.М., Успенский А.Б., Митник Л.М., Бобылев Л.П., Йоханнессен О.М., Черный И.В.* О точности микроволновых спутниковых измерений скорости приводного ветра, влагосодержания атмосферы и водозаписа облаков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 5, № 38. С. 592-600.
2. *Заболотских Е.В., Митник Л.М., Бобылев Л.П., Йоханнессен О.М.* Нейронно-сетевые алгоритмы восстановления параметров системы океан – атмосфера по данным микроволнового спутникового зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2004. Т. 1, № 1. С. 447-458.
3. *Заболотских Е.В.* Современные методы определения интегральных параметров водозаписа атмосферы и водозаписа облаков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53, № 3. С. 335-342.
4. *Косторная А.А.* Определение влагосодержания атмосферы и водозаписа облаков по данным российских метеорологических спутников: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2021.
5. *Мазин И.П., Хргиан А.Х.* Облака и облачная атмосфера: Справочник. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 647 с.
6. *Садовский И.Н., Клитная А.В.* Уточнение параметров антенной системы микроволнового сканера-зондирующего МТВЗА-ГЯ // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2025. Т. 22, № 6. С. 115-124. DOI 10.21046/2070-7401-2025-22-6-115-124
7. *Успенский А.Б., Тимофеев Ю.М., Козлов Д.А., Черный И.В.* Развитие методов и средств дистанционного температурно-влажностного зондирования земной атмосферы // Метеорология и гидрология. 2021. № 12. С. 33-44.
8. *Филей А.А., Шапилова Ю.А.* Определение водозаписа облачности по данным радиометра МСУ-ГС КА Арктика-М № 1 // Исследование Земли из космоса. 2023. № 3. С. 70-80. DOI: 10.31857/S0205961423030028
9. *Bennartz R.P., Watts J.F., Meirink Roebeling R.* Rainwater path in warm clouds derived from combined visible/near-infrared and microwave satellite observations // J. Geophys. Res. 2010. Vol. 115. D19120. DOI: 10.1029/2009JD013679
10. *Bobylev L.P., Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Mitnik M.L.* Atmospheric water vapor and cloud liquid water retrieval over the Arctic Ocean using satellite passive microwave sensing // IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing. 2010. Vol. 48, no. 1. P. 283-294.
11. *Chen Y., Wang H., Min J., Huang X., Minnis P., Zhang R., Haggerty J., Palikonda R.* Variational Assimilation of Cloud Liquid/Ice Water Path and Its Impact on NWP // J. Appl. Meteor. Climatol. 2015. Vol. 54. P. 1809-1825. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0243.1>
12. *Deeter M.N., Vivekanandan J.* New dual-frequency microwave technique for retrieving liquid water path over land // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. D15209. DOI:10.1029/2005JD006784
13. *O'Dell C.W., Wentz F.J., Bennartz R.* Cloud Liquid Water Path from Satellite-Based Passive Microwave Observations: A New Climatology over the Global Oceans // J. Clim. 2008. Vol. 21, no. 8. P. 1721-1739
14. *Elsaesser G.S., O'Dell C.W., Lebsack M.D. et al.* The multisensory advanced climatology of liquid water path (MAC-LWP) // J. Clim. 2017. Vol. 30. P. 10193-10210.
15. *Geer A.J., Baordo F., Bormann N., Chambon P., English S.J., Kazumori M. et al.* The growing impact of satellite observations sensitive to humidity, cloud and precipitation // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 2017. Vol. 143. P. 3189-3206. <https://doi.org/10.1002/qj.3172>
16. *Goodfellow I., Bengio Y., Courville A.* Deep Learning. Cambridge, Mass.: The MIT Press, 2016. 800 p. DOI: 10.1007/s10710-017-9314-z
17. *Greenwald T.J.* A 2 year comparison of AMSR-E and MODIS cloud liquid water path observations // Geophys. Res. Lett. 2009. Vol. 36. L20805. DOI: 10.1029/2009GL040394

18. *Hersbach H. and coauthors.* The ERA5 global reanalysis // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2020. Vol. 146, no. 730. C. 1999-2049.
19. *Hilburn K.A., Wentz F.J.* Intercalibrated passive microwave rain products from the Unified Microwave Ocean Retrieval Algorithm (UMORA) // *J. Appl. Meteor. Climatol.* 2008. Vol. 47. P. 778-794. DOI: 10.1175/2007JAMC1635.1
20. *Jung T., Ruprecht E.* Determination of Cloud Liquid Water Path over the Oceans from Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) Data Using Neural Networks // *J. Appl. Meteor.* 1998. Vol. 37. P. 832-844.
21. *Li J.F., Lee S., Ma H.-Y., Stephens G., Guan B.* Assessment of the cloud liquid water from climate models and reanalysis using satellite observations // *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences.* 2018. Vol. 29, no. 6. P. 653-678.
22. *Meng D., Wang P., Li J., Li J., Chen Y., Wangzong S. et al.* New observation operators for cloud liquid/ice water path from ABI and their impact on assimilation and hurricane forecasts // *J. Geophys. Res. Atmospheres.* 2021. Vol. 126. e2020JD034164. <https://doi.org/10.1029/2020JD034164>
23. *Platnick S., King M.D., Ackerman S.A., Menzel W.P., Baum B.A., Riédi J.C., Frey R.A.* The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra // *IEEE Trans. on Geosci. and Rem. Sen.* 2003. Vol. 41, no. 2. P. 459-473.
24. *Walther A., Heidinger A.* Implementation of the Daytime Cloud Optical and Microphysical Properties. Algorithm (DCOMP) in PATMOS-x // *Journal of Applied Meteorology and Climatology.* 2012. Vol. 51, no. 7. P. 1371-1390.
25. *Wentz F.J.* A well calibrated ocean algorithm for special sensor microwave / imager // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 8703-8718.
26. *Xue Y., Yu J., Cai M. et al.* On the Inconsistency of Cloud Liquid Water between Reanalyses and Satellite Observations over East Asia // *J. Meteorol. Research.* 2025. Vol. 39 (4). P. 1025-1038. <https://doi.org/10.1007/s13351-025-4195-1>

References

1. *Zabolotskikh E.V., Timofeev Yu.M., Uspenskii A.B., Mitnik L.M., Bobylev L.P., Jochannessen O.M., Chernyi I.V.* Errors of microwaves satellite measurements of sea surface wind speed, atmospheric water vapor, and cloud liquid water. *Izv., Atmos. Oceanic Phys.*, 2002, vol. 38, no. 5, pp. 592-596.
2. *Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Bobylev L.P., Jochannessen O.M.* Neyronno-setevye algoritmy vosstanovleniya parametrov sistemy okean – atmosfera po dannym mikrovolnovogo sputnikovogo zondirovaniya. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* [Current problems in remote sensing of the Earth from Space], 2004, vol. 1, no.1, pp. 447-458 [in Russ.].
3. *Zabolotskikh E.V.* Contemporary methods for retrieving the integrated atmospheric water-vapor content and the total cloud liquid-water content. *Izv., Atmos. Oceanic Phys.*, 2017, vol. 53, no 3, pp. 294-300. DOI: 10.1134/S000143381703015X
4. *Kostornaya A.A.* Opredelenie vlagosoderzhaniya atmosfery i vodozapasa oblakov po dannym rossiyskikh meteorologicheskikh sputnikov: Avtoref. dis. ... kand. fiz.-mat. nauk. Moscow, 2021 [in Russ.].
5. *Mazin I.P., Hrgian A.H.* Oblaka i oblachnaya atmosfera: Spravochnik. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1989, 647 p. [in Russ.].
6. *Sadovsky I.N., Klitnaya A.V.* Refinement of microwave scanner/sounder MTVZA-GYa antenna system parameters. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* [Current problems in remote sensing of the Earth from Space], 2025, vol. 22, no.6, pp. 115-124 [in Russ.].
7. *Uspensky A.B., Timofeev Y.M., Kozlov D.A., Chernyi I. V.* Development of Methods and Instruments for Remote Temperature and Humidity Sensing of the Earth's Atmosphere. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2021, vol. 46, no.12, pp. 821-829. <https://doi.org/10.3103/S1068373921120037>
8. *Filei A. A., Shamilova Yu. A.* Retrieval of Cloud Liquid Water from MSU-GS Data On-Board Arctica-M No. 1. *Issledovanie Zemli iz kosmosa* [Earth research from space], 2023, no. 3, pp. 70-80. DOI: 10.31857/S0205961423030028 [in Russ.].

9. Bennartz R.P., Watts J.F., Meirink Roebeling R. Rainwater path in warm clouds derived from combined visible/near-infrared and microwave satellite observations. *J. Geophys. Res.*, 2010, vol. 115, D19120. DOI: 10.1029/2009JD013679
10. Bobylev L.P., Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Mitnik M.L. Atmospheric water vapor and cloud liquid water retrieval over the Arctic Ocean using satellite passive microwave sensing. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2010, vol. 48, no. 1, pp. 283-294.
11. Chen Y., Wang H., Min J., Huang X., Minnis P., Zhang R., Haggerty J., Palikonda R. Variational Assimilation of Cloud Liquid/Ice Water Path and Its Impact on NWP. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 2015, vol. 54, pp. 1809-1825. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-14-0243.1>
12. Deeter M.N., Vivekanandan J. New dual-frequency microwave technique for retrieving liquid water path over land. *J. Geophys. Res.*, 2006, vol. 111, D15209. DOI: 10.1029/2005JD006784
13. O'Dell C.W., Wentz F.J., Bennartz R. Cloud Liquid Water Path from Satellite-Based Passive Microwave Observations: A New Climatology over the Global Oceans. *J. Clim.*, 2008, vol. 21, no. 8, pp. 1721-1739.
14. Elsaesser G.S., O'Dell C.W., Lebsack M.D. et al. The multisensory advanced climatology of liquid water path (MAC-LWP). *J. Clim.*, 2017, vol. 30, pp. 10193-10210.
15. Geer A.J., Baordo F., Bormann N., Chambon P., English S.J., Kazumori M. et al. The growing impact of satellite observations sensitive to humidity, cloud and precipitation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2017, vol. 143, pp. 3189-3206. <https://doi.org/10.1002/qj.3172>
16. Goodfellow I., Bengio Y., Courville A. Deep Learning. Cambridge, Mass.: The MIT Press, 2016, 800 p., DOI: 10.1007/s10710-017-9314-z
17. Greenwald T.J. A 2 year comparison of AMSR-E and MODIS cloud liquid water path observations. *Geophys. Res. Lett.*, 2009, vol. 36, L20805. DOI: 10.1029/2009GL040394
18. Hersbach H. and coauthors. The ERA5 global reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2020, vol. 146, no. 730, pp. 1999-2049.
19. Hilburn K.A., Wentz F.J. Intercalibrated passive microwave rain products from the Unified Microwave Ocean Retrieval Algorithm (UMORA). *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 2008, vol. 47, pp. 778-794. DOI: 10.1175/2007JAMC1635.1
20. Jung T., Ruprecht E. Determination of Cloud Liquid Water Path over the Oceans from Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) Data Using Neural Networks. *J. Appl. Meteor.*, 1998, vol. 37, pp. 832-844.
21. Li J.F., Lee S., Ma H.-Y., Stephens G., Guan B. Assessment of the cloud liquid water from climate models and reanalysis using satellite observations. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 2018, vol. 29, no. 6, pp. 653-678.
22. Meng D., Wang P., Li J., Li J., Chen Y., Wangzong S. et al. New observation operators for cloud liquid/ice water path from ABI and their impact on assimilation and hurricane. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 2021, vol. 126, e2020JD034164. DOI: 10.1029/2020JD034164
23. Platnick S., King M.D., Ackerman S.A., Menzel W.P., Baum B.A., Riédi J.C., Frey R.A. The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2003, vol. 41, no. 2, pp. 459-473.
24. Walther A., Heidinger A. Implementation of the Daytime Cloud Optical and Microphysical Properties. Algorithm (DCOMP) in PATMOS-x. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2012, vol. 51, no. 7, pp. 1371-1390.
25. Wentz F.J. A well calibrated ocean algorithm for special sensor microwave / imager. *J. Geophys. Res.*, 1997, vol. 102, pp. 8703-8718.
26. Xue Y., Yu J., Cai M. et al. On the Inconsistency of Cloud Liquid Water between Reanalyses and Satellite Observations over East Asia. *J. Meteorol. Research*, 2025, vol. 39 (4), pp. 1025-1038. DOI: 10.1007/s13351-025-4195-1

Поступила 11.12.2025; принята в печать 26.05.2026.
Submitted 11.12.2025; accepted for publication 26.05.2026.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-38-50>

УДК 551.589.1

Особенности атмосферной циркуляции, связанные с летними волнами тепла над архипелагом Шпицберген

И.А. Ильющенко

*Арктический и антарктический научно-исследовательский
институт», г. Санкт-Петербург, Россия
ilyushenkova@aari.ru*

Проанализированы данные о ежедневной максимальной температуре воздуха в летние месяцы 1932–2025 гг. в Баренцбурге, архипелаг Шпицберген. Выделено 20 периодов экстремального повышения температуры воздуха (волны тепла). Отмечено, что после 1990-х гг. наблюдается увеличение продолжительности и интенсивности событий. Самая интенсивная и продолжительная волна тепла наблюдалась с 31 июля по 27 августа 2024 года.

Исследована связь повышения температуры с атмосферной циркуляцией на приземном уровне и в средней тропосфере, проанализировано наличие блокирующих процессов на основе осредненной аномалии потенциального вихря. Установлено, во всех случаях повышения температуры воздуха над Баренцевым и Карским морями формировалась обширная антициклоническая область, нарушающая зональную циркуляцию атмосферы.

Ключевые слова: архипелаг Шпицберген, атмосфера, западная Арктика, изменение климата в Арктике, метеорологические характеристики, потепление климата, синоптические условия

Atmospheric circulation during summer heatwaves on the Svalbard archipelago

I.A. Ilyushchenkova

*Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia
ilyushenkova@aari.ru*

Data on daily maximum air temperatures for the period from 1932 to 2025 in Barentsburg (Svalbard archipelago) are analyzed. Twenty episodes of extreme air temperature rises (heatwaves) were identified. It was found that there has been an increase in the duration and intensity of heatwaves after the 1990s. The most intense and longest heatwave was observed from July 31 to August 27, 2024.

The connection between the temperature rise and atmospheric circulation patterns near the surface and in the mid-troposphere, as well as the presence of atmospheric blocking based on an averaged anomaly of potential vorticity were investigated. The analysis showed that in all cases of the temperature rise over the Barents and Kara seas, a large anticyclonic area disrupting the western atmospheric circulation was formed.

Keywords: Svalbard archipelago, atmosphere, Western Arctic, climate change in the Arctic, meteorological characteristics, climate warming, synoptic conditions

Введение

Атмосферная циркуляция в районе архипелага Шпицберген является одной из наиболее динамичных в Арктике и в то же время одной из самых чувствительных к современным климатическим изменениям. Это обусловлено особенностями географического положения региона: с севера поступает приполярный холодный воздух, а с юга – более тёплые воздушные массы из Северной Атлантики и умеренных широт [8]. Окрестности архипелага Шпицберген представляют собой ключевую область поступления тепла в арктический бассейн [12].

Несмотря на то, что официально архипелаг находится под юрисдикцией Норвегии, право доступа на его территорию имеют 38 государств, включая Россию [1]. Благодаря этому Шпицберген является не только стратегически важной территорией, но и значимым научным полигоном для изучения климатических процессов в высоких широтах. На архипелаге ведется одна из самых продолжительных серий инструментальных метеорологических наблюдений в Арктике. Регулярные измерения проводятся в российском посёлке Баренцбург с сентября 1932 года (с перерывом в период Второй мировой войны: август 1941 – ноябрь 1947 г.) [5].

Согласно Третьему оценочному докладу об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации [7], повышение приземной температуры воздуха в северной полярной области происходит значительно более быстрыми темпами, чем в среднем по планете. Ускоряющееся потепление приводит к усложнению межширотного теплообмена и способствует возникновению аномальных атмосферных явлений, включая волны тепла. В условиях меняющегося климата исследование возможностей долгосрочного прогнозирования экстремальных погодных событий становится особенно актуальным. Согласно работе [6], предел предсказуемости волн тепла в Арктике сокращается до 7 дней, тогда как в Европе он достигает двух недель. Это свидетельствует о высокой изменчивости атмосферных процессов в арктических широтах и необходимости более глубокого изучения факторов, определяющих формирование тепловых волн. Особую роль в развитии устойчивых волн тепла играют атмосферные блокирующие процессы, крупномасштабные антициклональные структуры, препятствующие перемещению воздушных масс [11, 14, 20]. Их частота и интенсивность активно исследуются в последние годы, в том числе в связи с сокращением площади арктического морского льда [16]. Однако проведение анализа блокирующих процессов остаётся сложной задачей, поскольку до сих пор не существует универсального подхода, который позволял бы комплексно учитывать все их характеристики.

Целью настоящей работы является выявление и анализ основных особенностей атмосферной циркуляции, приводящих к появлению тепловых волн на архипелаге Шпицберген. Актуальность данного исследования определяется необходимостью более глубокого понимания закономерностей атмосферной циркуляции, способствующих развитию тепловых волн в Арктике в условиях современного изменения климата.

Данные и методы исследования

Для анализа волн тепла и атмосферной циркуляции на уровне моря (приземный слой) в средней и верхней тропосфере использованы данные инструментальных метеорологических наблюдений и материалы реанализа. Данные наблюдений за максимальной суточной температурой воздуха на высоте 2 м в период 1932–2025 гг., полученные в гидрометеорологической обсерватории «Баренцбург», предоставлены из архива Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (www.meteo.ru). Характеристики атмосферной циркуляции проанализированы по данным реанализа ERA5 [13] с использованием следующих параметров: атмосферного давления на уровне моря, высот изобарической поверхности 500 гПа и значений потенциального вихря в верхней тропосфере в слое от 500 до 150 гПа.

Оценка характеристик температурного режима и выявление волн тепла проводилась по методике, представленной в работе [17]. Периоды тепла определяются как три и более дней с максимальной температурой воздуха, превышающей 90-й перцентиль. Значение 90-го перцентиля A рассчитывалось за 30-летний климатический период 1991–2020 гг. с использованием скользящего окна для каждого дня: 15 дней до и 15 дней после рассматриваемого дня d (всего 31 день):

$$A_d = \bigcup_{y=1991}^{2020} \bigcup_{i=d-15}^{d+15} T_{i,y}, \quad (1)$$

где \bigcup – объединение множеств; $T_{i,y}$ – максимальная дневная температура воздуха дня i в году y .

Для количественного анализа интенсивности волн тепла рассчитывалась суммарная магнитуа волны тепла, представляющая собой сумму магнитуд всех последовательных дней M_d . Ежедневная магнитуа вычислялась следующим образом:

$$M_d(T_d) = \begin{cases} \frac{T_d - T_{25p}}{T_{75p} - T_{25p}}, & \text{если } T_d > T_{25p}, \\ 0, & \text{если } T_d \leq T_{25p} \end{cases}, \quad (2)$$

где T_d – максимальная суточная температура воздуха в день d во время волны тепла; T_{25p} и T_{75p} – соответственно, 25 и 75-й перцентили выборки, состоящей из 30 годовых максимумов температур за климатический период с 1991 по 2020 год.

Знаменатель функции M_d , т. е. разность между T_{25p} и T_{75p} , представляет собой межквартильный размах 30-летнего ряда годовых максимумов температур воздуха за период 1991–2020 гг. Если в день волны тепла температура T_d равна T_{75p} , магнитуа принимает значение 1, аномалия температуры

равна межквартильному размаху годовых максимумов, который является единицей измерения величины волны тепла и отражает её интенсивность. Если величина магнитуды принимает значение 5, аномалия температуры равна пятикратному межквартильному размаху. Суммарная магнитуда всей волны тепла рассчитывается как сумма ежедневных магнитуд за все дни события, что позволяет комплексно учитывать как интенсивность, так и продолжительность аномалии.

Интерпретация интенсивности по суммарной магнитуде: $M_d = 0-3$ – слабая волна тепла, незначительное превышение нормы; $M_d = 3-5$ – умеренная волна тепла; $M_d = 5-10$ – сильная волна тепла, значительно выше нормы; $M_d = 11-20$ и более – очень сильная волна тепла, редкое и экстремальное событие.

Для выявления блокирующих образований использован метод, предложенный и усовершенствованный в [18]. Идентификация блокирующих антициклонов проводится с помощью осредненного потенциального вихря Эртеля (PV), поскольку блокирующий антициклон имеет баротропную структуру, изменения по высоте метеовеличин несущественны, а значительная отрицательная аномалия PV в верхней тропосфере является признаком блокирующего процесса. Таким образом, блокирующий процесс определяется как отрицательная аномалия потенциального вихря PV в верхней тропосфере, отвечающая заданным пороговым значениям продолжительности, пространственного масштаба и амплитуды. Потенциальный вихрь Эртеля представляет собой произведение абсолютного вихря на изэнтропической поверхности на выражение, определяющее устойчивость атмосферы [10]:

$$PV = (f + \mathcal{E}_\theta) \cdot \left(-g \frac{d\theta}{dp} \right), \quad (3)$$

где f – параметр Кориолиса; \mathcal{E} – относительный вихрь скорости; g – ускорение силы тяжести, θ – потенциальная температура; p – давление.

Для расчета аномалий PV использован климатический период 1991–2020 гг. для соответствующего месяца. Значения вычислялись на изобарических уровнях 500, 400, 300, 200 и 150 гПа и затем вертикально осреднялись, что позволяет анализировать трехмерную структуру и выявлять центры блокирующих систем. Для исследуемых периодов волн тепла значения рассчитывались по данным за сроки 00, 06, 12, 18 UTC. Аномалия вертикально осреднённого потенциального вихря APV вычислялась по формуле:

$$APV(x, y, t) = \frac{1}{N} \sum_{h=150 \text{ hPa}}^{500 \text{ hPa}} PV(x, y, h, t), \quad (4)$$

где N – количество высотных уровней; h – уровень изобарической поверхности; x и y – координаты точки; t – момент времени.

Величина аномалии оценивается в единицах измерения потенциального вихря PVU (Potential Vorticity Unit), $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ К} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$.

Полученное поле аномалий APV анализировалось с использованием порогов [15], аномалия менее $-1,2 PVU$, площадь замкнутого контура отрицательных аномалий более $1,8$ млн $км^2$, продолжительность более 5 дней.

Результаты исследований и обсуждение

В работе проанализирован временной ряд суточной максимальной температуры воздуха, полученный на гидрометеорологической обсерватории «Баренцбург» с 1932 по 2025 год. Температура воздуха в районе посёлка Баренцбург тесно коррелирует с температурным режимом других станций Западного Шпицбергена, что неоднократно отмечалось в предыдущих исследованиях. Корреляция приземной температуры воздуха в Баренцбурге с данными наблюдений на станциях Лонгйир, Хорнсунд, Исфьорд Радио, Пирамида и Нью-Алесун, расположенных на западном побережье архипелага, оценивалась по парным коэффициентам корреляции Пирсона. Теснота связи составила $0,92–0,99$ в летний период с июня по сентябрь [3], и $0,98–0,99$ в зимний период [4], что свидетельствует о высокой степени синхронности температурных изменений в пределах региона.

Максимальная температура воздуха за весь период наблюдений зафиксирована 17 июля 1999 г. и составила $+20,3$ °C. Второе и третье по величине значения наблюдались 27 и 28 июля 2020 г. $+19,5$ °C и $+19,2$ °C соответственно. Предыдущий рекорд $+19,1$ °C принадлежал 27 июля 1966 г. Средняя климатическая норма за рекомендованный Всемирной метеорологической организацией период 1991–2020 гг. для июля в районе Баренцбурга составляет $+6,5$ °C, в августе $+5,5$ °C.

На основе выборки годовых максимумов температуры воздуха за летний сезон (июнь–август), включающей 30 значений в климатический период 1991–2020 гг., рассчитаны значения 25 и 75-го перцентилей. Дополнительно для каждого календарного дня сезона определены значения 90-го перцентиля в период 1991–2020 гг. Расчёт выполнялся с использованием скользящего окна: 15 дней до и 15 дней после рассматриваемой даты. Таким образом, объём выборки при вычислении 90-го перцентиля для каждого календарного дня составил 930 значений. Значение на 25 перцентиле составило $12,7$ °C, значение на 75 перцентиле – $15,7$ °C, что даёт межквартильный размах 3 °C. На многолетнем ряду с 1932 по 2025 г. выявлены 48 периодов, когда максимальная температура воздуха превышала 90-й перцентиль на протяжении трёх и более последовательных суток. По климатическим периодам количество эпизодов распределяется следующим образом: в период с 1932 по 1960 года отмечено 7 эпизодов волн тепла, с 1961 по 1990 г. – 11 эпизодов, с 1991 по 2025 г. – 30 эпизодов.

Для каждого из 48 периодов рассчитана суммарная магнитуда превышения температуры воздуха относительно порогового значения 90-го перцентиля по методике, описанной в разделе «Данные и методы исследования». 20 периодов, в которых суммарная магнитуда была равной или более 1,5 единицы, классифицированы в градациях от слабых до экстремальных

волн тепла. Эпизоды с магнитудой менее 1,5 единицы отнесены к категории «очень слабая волна тепла» и в дальнейшем анализе не учитывались. Даты начала и окончания волн тепла, максимальная температура воздуха за период, суммарная магнитуда волн тепла представлены в таблице. По климатическим периодам количество волн тепла с суммарной магнитудой от 1,5 единицы и более имеет следующее распределение: в период с 1932 по 1960 г. отмечена 1 волна тепла, в период с 1961 по 1990 г. – 4, с 1991 по 2025 г. – 15 волн тепла.

Таблица. Характеристики волн тепла на архипелаге Шпицберген за период с 1932 по 2025 г.

Table. Characteristics of heatwaves in the Svalbard Archipelago for the period from 1932 to 2025

Начало периода	Конец периода	Макс. температура, °С	Суммарная магнитуда	Миним. аномалия PV	Синоптический процесс, № (Б – блокирующий)
31.07.2024	27.08.2024	+17,4	10,6	-3,2	2
24.07.2020	30.07.2020	+19,5	8,4	-2,6	2
16.07.1999	21.07.1999	+20,3	5,9	-2,8	4
30.07.2015	03.08.2015	+17,9	5,3	-2,3	1
27.07.1966	31.07.1966	+19,1	5,2	-2,8	2 (Б)
14.07.1993	19.07.1993	+17,2	4,6	-2,4	3
13.07.1998	17.07.1998	+15,8	3,7	-2,7	1
03.07.2023	08.07.2023	+16,2	3,6	-1,6	1
16.08.2011	20.08.2011	+17,5	3,1	-3,0	3
17.07.1953	22.07.1953	+16,1	3,1	-2,1	2
04.08.2020	09.08.2020	+14,9	2,8	-2,7	3 (Б)
22.07.1998	25.07.1998	+17,7	2,8	-2,6	2 (Б)
10.07.1979	12.07.1979	+16,2	2,4	-2,5	2
25.07.1985	27.07.1985	+16,5	2,3	-2,4	2
11.08.1993	14.08.1993	+16,5	2,1	-2,8	1
14.07.2022	16.07.2022	+17,3	2,0	-2,0	2
08.08.2001	10.08.2001	+14,8	1,7	-2,0	2
01.07.1978	04.07.1978	+14,9	1,7	-2,5	1 (Б)
15.07.2004	17.07.2004	+14,9	1,5	-2,7	2
11.07.2009	13.07.2009	+15,0	1,5	-3,7	1

Анализ суммарных магнитуд показал, что наиболее экстремальный период потепления наблюдался 31 июля – 27 августа 2024 г., когда суммарная магнитуда достигла 10,6 единицы. К сильным волнам тепла с магнитудой от 5 до 10 отнесено 4 эпизода: в период с 24 по 30 июля 2020 г. суммарная магнитуда составила 8,4, с 16 по 21 июля 1999 г. – 5,9, с 30 июля

по 3 августа 2015 г. – 5,3, с 27 по 31 июля 1966 г. – 5,2. 5 эпизодов повышения температуры воздуха классифицированы как умеренная волна тепла со значением магнитуды от 3,1 до 4,6, остальные события относятся к слабым.

После интенсивного события 1966 г. волна тепла 1999 г. стала заметным признаком изменения термического режима (роста экстремальных температур). В дальнейшем наиболее интенсивные волны тепла фиксируются преимущественно в последние десятилетия: в 2015, 2020 и 2024 годах.

Анализ продолжительности показал, что наиболее длительные волны тепла наблюдались в 2024 г. (28 дней), 2020 г. (7 дней), а также в 2023, 1999 и 1993 гг. – по 6 дней. До 1990 года преобладали более кратковременные события продолжительностью 3–5 дней.

Расчет магнитуды тепловой волны по методике [17] позволяет адаптировать индекс под различные районы и сравнивать значения. Для сравнения, жара в России в 2010 г., обусловленная интенсивным и длительно существовавшим блокирующим антициклоном [9], достигала экстраординарных значений суммарной магнитуды 71,9 [17], а периоды жары на юго-западе России в 1954 г. – 19,7.

Анализ барических полей на уровне изобарической поверхности 500 гПа и на уровне моря показал, что формирование наиболее интенсивных волн тепла сопровождается развитием обширных антициклональных областей и переходом атмосферной циркуляции от зонального к меридиональному типу. Различия отмечались в расположении антициклональной области. Выделено четыре типичных положения антициклональной области. При первом типе антициклональная область расположена над Карским морем, отмечается также область повышенного давления над Гренландией, морем Баффина и Канадским архипелагом (рис. 1а). При втором типе антициклональная область расположена над Карским морем, но, в отличие от первого типа, район Гренландии, моря Баффина и Канадского архипелага находится под влиянием барической депрессии (рис. 1б). При третьем типе антициклон находится над Баренцевым морем и архипелагом Шпицберген (рис. 1с). При четвертом типе область высокого давления смещается к приполюсному району Арктики (рис. 1д).

На высоте 500 гПа при всех указанных типах наблюдается развитие высотного барического гребня в Западной Арктике и над Европейской территорией России, тогда как восточная часть Арктики находится под влиянием депрессии (рис. 2). Подобная конфигурация является характерным проявлением меридиональной циркуляции [2], способствующей притоку теплых воздушных масс в район Шпицбергена.

В [20] отмечают, что периоды жары в Северном полушарии происходят при формировании обширного гребня высокого давления и меридионального типа атмосферной циркуляции, часто этот гребень идентифицируют как блокирующий антициклон, к северу от барического гребня происходит смещение струйного течения в сторону полюса.

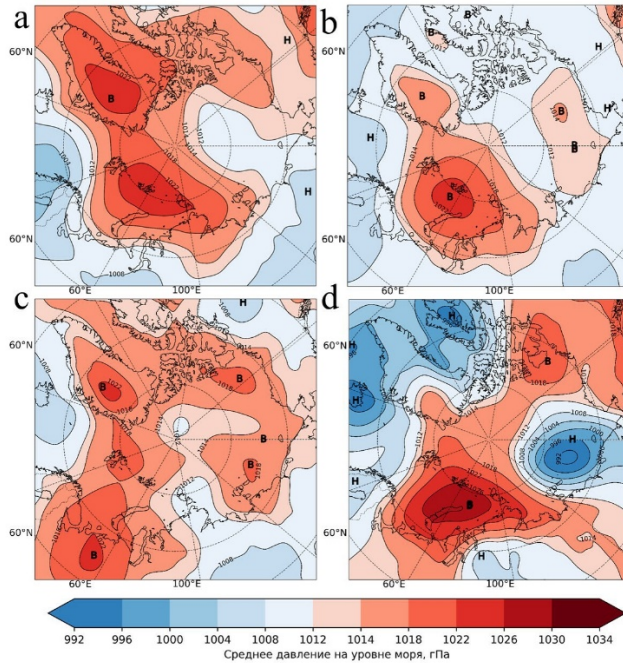


Рис. 1. Поля среднего давления на уровне моря для циркуляций: тип 1 (а); тип 2 (b); тип 3 (с); тип 4 (d) гПа.

Fig. 1. Fields of mean sea level pressure for circulation type 1 (a); type 2 (b); type 3 (c); type 4 (d) hPa.

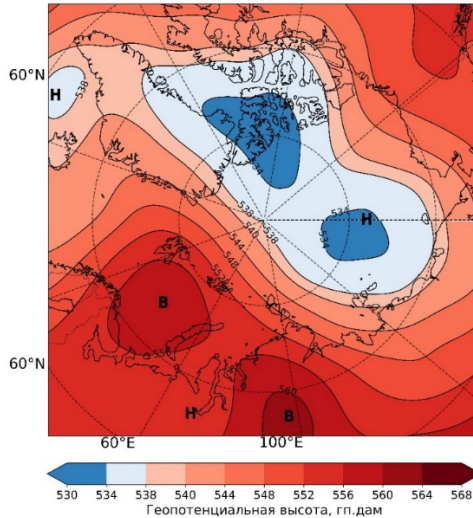


Рис. 2. Поле средней для всех периодов волн тепла геопотенциальной высоты на изобарической поверхности 500 гПа, гп. Дам.

Fig. 2. Field of the average geopotential height for all periods of heat wave at the 500 hPa level, gpdam.

Дополнительный анализ проведён для оценки наличия блокирующих атмосферных процессов, препятствующих перемещению циклонов и способствующих установлению устойчивой погоды. Из 20 изученных эпизодов тепловых волн в четырёх случаях, а именно 27–31.07.1966, 01–04.07.1978, 22–25.07.1998 и 04–09.08.2020, наблюдалось формирование зон отрицательных аномалий потенциального вихря в слое 500–150 гПа со значениями менее $-1,2$ PVU и площадью распространения более 1,8 млн км² (рис. 3). Эти области сохранялись на протяжении всего периода повышенных температур и указывали на наличие устойчивой блокирующей атмосферной циркуляции.

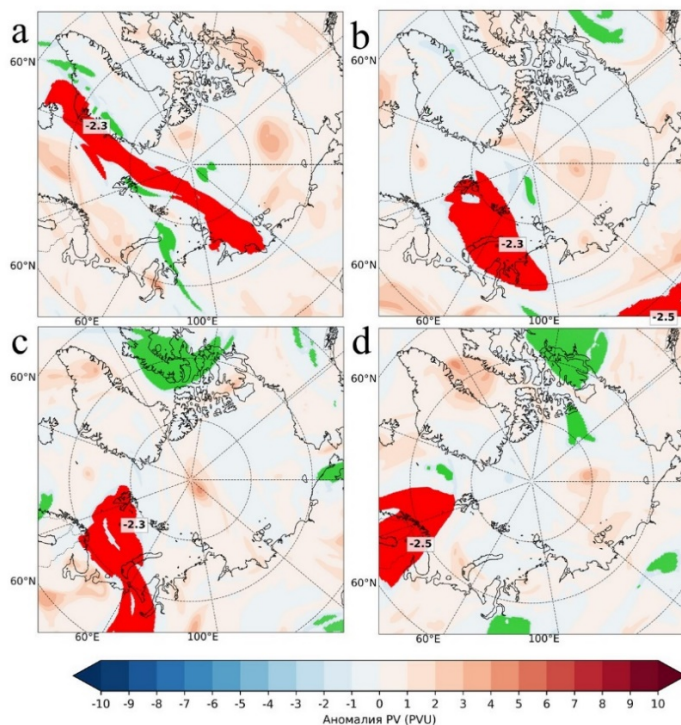


Рис. 3. Поля аномалий осреднённого потенциального вихря 27–31.07.1966 (a); 01–04.07.1978 (b); 22–25.07.1998 (c); 04–09.08.2020 (d) PVU. Зелеными зонами выделены области с аномалией менее $-1,2$ PVU; красным – зоны с аномалией менее $-1,2$ PVU и площадью распространения более 1,8 млн км².

Fig. 3. Fields of averaged potential vorticity anomalies 27–31.07.1966 (a); 01–04.07.1978 (b); 22–25.07.1998 (c); 04–09.08.2020 (d), PVU. Areas with anomalies less than -1.2 PVU are shown in green; areas with anomalies less than -1.2 PVU and a spatial extent exceeding 1.8 million km² are shown in red.

Методы выявления блокирующих антициклонов являются предметом многочисленных исследований [21], предложены различные индексы, которые имеют свои преимущества и недостатки. Однако универсальный метод, способный учитывать все характеристики атмосферных блокирующих процессов, так и не сформулирован. Сложность выделения блокирующих

процессов и разнообразие методов осложняет сравнение полученных результатов. Также следует отметить, что анализ аномалий потенциального вихря в верхней тропосфере выполнялся по данным реанализа, который объединяет фактические наблюдения, спутниковые наблюдения и модельные расчеты. Небольшая плотность сети фактических данных в полярных широтах может ограничивать точность реанализа [15]. Синоптический анализ выявил, что формирование волн тепла связано с развитием антициклональных областей над Баренцевым и Карским морями. Эти области сопровождаются появлением отрицательных аномалий потенциального вихря в слое тропосферы 500–150 гПа.

В целом, результаты исследования подтверждают, что усиление меридиональности атмосферной циркуляции способствует увеличению частоты и интенсивности тепловых волн на архипелаге Шпицберген. Резкие переходы от зональной циркуляции к меридиональной значительно ухудшают качество прогнозов погоды, особенно долгосрочных. Пространственно-временная структура аномалий потенциального вихря может служить диагностическим индикатором возникновения и устойчивости блокирующих систем.

Выводы

В работе проанализированы данные о ежедневной максимальной температуре воздуха в летние месяцы с 1932 по 2025 год в Баренцбурге, архипелаг Шпицберген. Выделены периоды повышения температуры воздуха, когда температура превышала 90-й перцентиль, рассчитаны суммарные магнитуды волн тепла. Оценена атмосферная циркуляция на приземном уровне и в средней тропосфере, проанализировано наличие блокирующих процессов на основе осредненной аномалии потенциального вихря. По результатам исследования сделаны следующие выводы.

1. За период с 1932 по 2025 год в районе архипелага Шпицберген выделено 20 периодов экстремального повышения температуры воздуха (волны тепла). Из них 15 эпизодов приходится на период 1991–2025 гг., а 5 на более ранние годы.

2. В первой половине исследуемого периода, примерно до 1990-х гг., волны тепла на архипелаге Шпицберген характеризовались кратковременностью (3–5 дней) и умеренной суммарной магнитудой. После 1990-х гг. отмечается увеличение продолжительности и интенсивности событий. В 2020-х гг. зафиксированы наиболее продолжительные и интенсивные волны тепла.

3. Самая интенсивная и продолжительная волна тепла наблюдалась с 31 июля по 27 августа 2024 г., суммарная магнитуда достигла 10,6 единицы, что соответствует категории экстремальных и редких явлений. Подобный случай отмечен впервые за весь исследуемый период с 1932 года.

4. Летние волны тепла в районе архипелага Шпицберген формируются при наличии обширной антициклональной области с локализацией преимущественно над Баренцевым и Карским морями. Типовая циркуляция

атмосферы в средней тропосфере при экстремальных потеплениях характеризуется формированием высотного барического гребня над Западной Арктикой и Европейской территорией России, что соответствует меридиональному типу циркуляции атмосферы.

5. В ряде случаев (1966, 1978, 1998, 2020 гг.) выявлены признаки блокирующих процессов в атмосфере, подтверждаемые формированием отрицательных аномалий потенциального вихря в слое от 500 до 150 гПа над Западной Арктикой, нарушающих западный перенос воздушных масс и способствующих накоплению тепла в районе архипелага Шпицберген.

Список литературы

1. Балабейкина О.А., Завгородняя А.А., Янковская А.А. Шпицберген в геополитическом и геоэкономическом пространстве // Экономика и природопользование на Севере. 2025. № 3. С. 5-14. DOI: 10.25587/2587-8778-2025-3-5-14
2. Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 488 с.
3. Ильющенко И.А., Коржиков А.Я., Иванов Б.В. Некоторые механизмы формирования аномальной температуры воздуха в летние сезоны на арх. Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70, № 2. С. 161-173. DOI: 10.30758/0555-2648-2024-70-2-161-173
4. Ильющенко И.А., Коржиков А.Я., Иванов Б.В. Некоторые закономерности формирования экстремальных приземных температур воздуха в районе архипелага Шпицберген в холодный период года // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69, № 2. С. 141-156. DOI: 10.30758/0555-2648-2023-69-2-141-156
5. Карандашева Т.К., Демин В.И., Иванов Б.В., Ревина А.Д. Изменения температуры воздуха в Баренцбурге (Шпицберген) в XX-XXI вв. Обоснование введения новой климатической нормы // Российская Арктика. 2021. № 2(13). С. 26-39. DOI: 10.24412/2658-4255-2021-2-26-39
6. Куликова И.А., Круглова Е.Н., Сумерова К.А., Хан В.М. Волны тепла и блокирующие антициклоны летом 2021 года в прогнозах и наблюдениях // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2022. №1 (383). С. 7-21. DOI: 10.37162/2618-9631-2022-1-7-21
7. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. СПб.: Научно-технологии, 2022. 124 с.
8. Угрюмов А.С., Лаврова И.В. Основные закономерности общей циркуляции атмосферы: Учебное пособие. СПб.: РГГМУ, 2021. 72 с.
9. Шакина Н.П., Иванова А.Р., Бирман Б.А., Скриптунова Е.Н. Блокирование: условия лета 2010 г. в контексте современных знаний // Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года: Сборник докладов. М.: Триада ЛТД, 2011. С. 6-21.
10. Юсупов Ю.И. Метод прогноза шквалов с использованием термодинамических параметров атмосферы и потенциального вихря Эртеля // Метеорология и гидрология. 2013. № 11. С. 55-63.
11. Borovko I.V., Gradov V.S., Platov G.A., Krupchatnikov V.N. Numerical Study of the Arctic Oscillation Impact on the Atmospheric Blocking Characteristics // Russian Meteorology and Hydrology. 2024. Vol. 48, no. 11. P. 946-953. DOI: 10.3103/S1068373923110031
12. Hattermann T., Isachsen P.E., von Appen W.-J., Albreitsen J., Sundffjord A. Eddy-driven recirculation of Atlantic Water in Fram Strait // Geophysical Research Letters. 2016. Vol. 43. P. 3406-3414. DOI: 10.1002/2016GL068323
13. Hersbach H., Dee D. ERA5 reanalysis is in production // ECMWF Newsletter. 2016. Vol. 147. P. 7.
14. Kautz L.-A., Martius O., Pfahl S., Pinto J.G., Ramos A.M., Sousa, P.M., Woollings T. Atmospheric blocking and weather extremes over the Euro-Atlantic sector – a review // Weather Clim. Dynam., 2022, vol. 3, pp. 305-336. DOI: 10.5194/wcd-3-305-2022

15. Naakka T., Nygård T., Tjernström M., Vihma T., Pirazzini R., Brooks I.M. The impact of radiosounding observations on numerical weather prediction analyses in the Arctic // *Geophysical Research Letters*. 2019. Vol. 46, no. 14. P. 8527-8535. DOI: 10.1029/2019GL083332

16. Platon G., Krupchatnikov V., Gradov V., Borovko I., Volodin E. Analysis of the Northern Hemisphere Atmospheric Circulation Response to Arctic Ice Reduction Based on Simulation Results // *Geosciences (Switzerland)*. 2021. Vol. 11, no. 9. P. 373. DOI: 10.3390/geosciences11090373

17. Russo S., Sillmann J., Fischer E.M. Top ten European heatwaves since 1950 and their occurrence in the coming decades // *Environmental Research Letters*. 2015. Vol. 10, no. 12. P. 124003. DOI: 10.1088/1748-9326/10/12/124003

18. Schwierz C., Croci-Maspoli M., Davies H.C. Perspicacious indicators of atmospheric blocking // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31, no. 6. DOI: 10.1029/2003GL019341.

19. Steinfeld D., Boettcher M., Forbes R., Pfahl S. The sensitivity of atmospheric blocking to upstream latent heating—numerical experiments // *Weather Clim. Dynam.* 2020. Vol. 1 (2). P. 405-426. DOI: 10.5194/wcd-1-405-2020

20. Tuel A., Martius O. Persistent warm and cold spells in the Northern Hemisphere extratropics: regionalisation, synoptic-scale dynamics and temperature budget // *Weather Clim. Dynam.* 2024. Vol. 5. P. 263-292. DOI: 10.5194/wcd-5-263-2024

21. Woollings T., Barriopedro D., Methven J., Son S.-W., Martius O., Harvey B., Sillmann J., Lupo A.R., Seneviratne S. Blocking and its response to climate change // *Current Climate Change Reports*. 2018. Vol. 4, no. 3. P. 287-300. DOI: 10.1007/s40641-018-0108-z

References

1. Balabeikina O. A., Zavgorodnyaya A. A., Yankovskaya A. A. Shpicbergen v geopoliticheskom i geoekonomicheskom prostranstve [Svalbard in the Geopolitical and Geoeconomic Space]. *Ehkonomika i prirodopol'zovanie na Severe [Economy and nature management in the North]*, 2025, no. 3, pp. 5-14. DOI: 10.25587/2587-8778-2025-3-5-14 [In Russ.].

2. Girs A.A. Makrotsirkulyatsionny metod dolgosrochnykh meteorologicheskikh prognozov [Macrocirculatory method of long-term meteorological forecasts]. Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1974, 488 p. [In Russ.].

3. Ilyushchenkova I. A., Korzhikov A. Ya., Ivanov B. V. Nekotorye mekhanizmy formirovaniya anomal'noy temperatury vozdukha v letnie sezony na arkh. Shpicbergen [Some mechanisms of abnormal surface air temperature formation in the area of the Spitsbergen archipelago in summer]. *Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research]*, 2024, vol. 70 no. 2, pp. 161-173. DOI: 10.30758/0555-2648-2024-70-2-161-173 [In Russ.].

4. Ilyushchenkova I. A., Korzhikov A. Ya., Ivanov B. V. Nekotorye zakonomernosti formirovaniya ehkstremaal'nykh prizemnykh temperatur vozdukha v rajone arhipelaga Shpicbergen v kholodnyj period goda [Some patterns of formation of extreme surface air temperatures in the area of the Svalbard archipelago during the cold period]. *Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research]*, 2023, vol. 69, no. 2, pp. 141-156. DOI: 10.30758/0555-2648-2023-69-2-141-156 [In Russ.].

5. Karandasheva T. K., Demin V. I., Ivanov B. V., Revina A. D. Izmeneniya temperatury vozdukha v Barenburge (Shpicbergen) v XX-XXI vv. Obosnovanie vvedeniya novoj klimaticheskoy normy [Air temperature changes in Barentsburg (Svalbard) in XX-XXI centuries. Justification for introducing a new climate standard]. *Rossiyskaya Arktika [Russian Arctic]*, 2021, vol. 2, no. 13, pp. 26-39. DOI: 10.24412/2658-4255-2021-2-26-39 [In Russ.].

6. Kulikova I. A., Kruglova E. N., Sumerova K. A., Khan V. M. Volny tepla i blokiryushchie anticiklony letom 2021 goda v prognozakh i nablyudeniyakh [Heat Waves and Blocking Anticyclones in Summer 2021 in Forecasts and Observations]. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2022, vol. 1, no. 383, pp. 7-21. DOI: 10.37162/2618-9631-2022-1-7-21 [In Russ.].

7. Third assessment report on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. General summary. Saint Petersburg, Naukoemkie tekhnologii, 2022, 124 p. [In Russ.].

8. Ugriumov A.S., Lavrova I.V. Osnovnye zakonomernosti obshchej cirkulyacii atmosfery: uchebnoe posobie. [Fundamental Patterns of the General Circulation of the Atmosphere: A textbook] Saint Petersburg, Russian State Hydrometeorological University, 2021, 72 p. [In Russ.].
9. Shakina N.P., Ivanova A.R., Birman B.A., Skriptunova E.N. Blokirovaniye: usloviya leta 2010 g. v kontekste sovremennykh znaniy [Blocking: Summer Conditions of 2010 in the Context of Modern Knowledge]. *Analiz usloviy anomal'noj pogody na territorii Rossii letom 2010 goda (sbornik dokladov)* [Analysis of Abnormal Weather Conditions in Russia in the Summer of 2010 (Collection of Reports)]. Moscow: Triada LTD publ., 2011, pp.6-21 [In Russ.].
10. Yusupov Y.I. Metod prognoza shkvalov s ispol'zovaniem termodinamicheskikh parametrov atmosfery i potencial'nogo vikhrya Ehrtelya [The method of forecasting squalls using thermodynamic atmospheric parameters and the Ertel potential vorticity]. *Meteorologiya i gidrologiya* [Russian Meteorology and Hydrology], 2013, vol. 38, no. 11. pp. 55-63 [In Russ.].
11. Borovko I. V., Gradov V. S., Platov G. A., Krupchatnikov V. N. Numerical Study of the Arctic Oscillation Impact on the Atmospheric Blocking Characteristics. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2024, vol. 48, no. 11, pp. 946-953. DOI: 10.3103/S1068373923110031
12. Hattermann T., Isachsen P.E., von Appen W.-J., Albretsen J., Sundfjord A. Eddy-driven recirculation of Atlantic Water in Fram Strait. *Geophysical Research Letters*, 2016, vol. 43. DOI: 10.1002/2016GL068323
13. Hersbach H., Dee D. ERA5 reanalysis is in production. *ECMWF Newsletter*, 2016, vol. 147, pp. 7.
14. Kautz L.-A., Martius O., Pfahl S., Pinto J. G., Ramos A. M., Sousa, P. M., Woollings T. Atmospheric blocking and weather extremes over the Euro-Atlantic sector – a review. *Weather and Climate Dynamics*, 2022, vol. 3, pp. 305-336. DOI: 10.5194/wcd-3-305-2022
15. Naakka T., Nygård T., Tjernström M., Vihma T., Pirazzini R., Brooks I. M. The impact of radiosounding observations on numerical weather prediction analyses in the Arctic. *Geophysical Research Letters*, 2019, vol. 46, no. 14, pp. 8527-8535. DOI: 10.1029/2019GL083332
16. Platov G., Krupchatnikov V., Gradov V., Borovko I., Volodin E. Analysis of the Northern Hemisphere Atmospheric Circulation Response to Arctic Ice Reduction Based on Simulation Results. *Geosciences (Switzerland)*, 2021, vol. 11, no. 9, pp. 373. DOI: 10.3390/geosciences11090373
17. Russo S., Sillmann J., Fischer E. M. Top ten European heatwaves since 1950 and their occurrence in the coming decades. *Environmental Research Letters*, 2015, vol. 10, no. 12, pp. 124003. DOI: 10.1088/1748-9326/10/12/124003
18. Schwierz C., Croci-Maspoli M., Davies H. C. Perspicacious indicators of atmospheric blocking. *Geophysical Research Letters*, 2004, vol. 31, no. 6. DOI: 10.1029/2003GL019341
19. Steinfeld D., Boettcher M., Forbes R., Pfahl, S. The sensitivity of atmospheric blocking to upstream latent heating—numerical experiments. *Weather and Climate Dynamics*, 2020, vol. 1(2), pp. 405-426. DOI: 10.5194/wcd-1-405-2020
20. Tuel A., Martius O. Persistent warm and cold spells in the Northern Hemisphere extratropics: regionalisation, synoptic-scale dynamics and temperature budget. *Weather and Climate Dynamics*, 2024, vol. 5, pp. 263-292. DOI: 10.5194/wcd-5-263-2024
21. Woollings T., Barriopedro D., Methven J., Son S.-W., Martius O., Harvey B., Sillmann J., Lupo A. R., Seneviratne S. Blocking and its response to climate change. *Current Climate Change Reports*, 2018, vol. 4, no. 3, pp. 287-300. DOI: 10.1007/s40641-018-0108-z

Поступила 21.12.2025; принята в печать 26.05.2026.
Submitted 21.12.2025; accepted for publication 26.05.2026.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-51-68>

УДК 551.5

Климатические аномалии летнего сезона 2024 года над территорией Северной Евразии: мониторинг, прогнозы, последствия

**К.А. Сумерова¹, В.М. Хан^{1,2},
В.А. Тищенко¹, Р.М. Вильфанд¹**

¹*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия;*

²*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова
Российской академии наук, г. Москва, Россия
sum-ksusha@yandex.ru*

Представлены основные результаты комплексного анализа особенностей крупномасштабной атмосферной циркуляции в верхней, средней и нижней тропосфере Северного полушария за летний сезон 2024 года. Рассмотрены пространственные особенности долгопериодных тенденций в распределении температуры воздуха и атмосферных осадков. Особое внимание уделено периодам с аномально жаркой погодой на территории России летом 2024 года и связанными с ними экономическими ущербами. Приведена оценка успешности консенсусного прогноза на лето 2024 года для территории Северной Евразии с точки зрения воспроизведения температурно-влажностного режима. Анализ полей мультимодельного прогноза Всемирной метеорологической организации и консенсусного прогноза СЕАКЦ среднесезонных аномалий температуры воздуха и осадков показал преимущество консенсусного прогноза, разработанного на основе данных трёх российских моделей – ПЛАВ, ГГО и ИВМ с равными весовыми коэффициентами.

Ключевые слова: температура воздуха, атмосферные осадки, успешность прогнозов, крупномасштабная атмосферная циркуляция, СЕАКЦ, индексы циркуляции, лед в Арктике, экстремальные погодные явления, экономические последствия

Climate anomalies of the summer season of 2024 over Northern Eurasia: monitoring, forecasts, impacts

**K.A. Sumerova¹, V.M. Khan^{1,2},
V.A. Tishchenko¹, R.M. Vilfand¹**

¹*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia;*

²*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
sum-ksusha@yandex.ru*

The main results of a comprehensive analysis of the large-scale atmospheric circulation in the upper, middle, and lower troposphere of the Northern Hemisphere for the summer of 2024 are presented. Spatial features of long-term trends in the distribution of air temperature and precipitation are examined. Particular attention is paid to heat waves in Russia in the summer of 2024 and to the associated economic losses. The skill scores of the consensus

forecast for the territory of Northern Eurasia for the summer of 2024 are assessed in terms of reproducing the temperature and precipitation regime. An analysis of the multi-model forecast of the World Meteorological Organization and the NEACC consensus forecast of average seasonal anomalies of air temperature and precipitation showed an advantage of the consensus forecast based on three Russian models (SLAV, MGO, and INM) with equal weighting factors.

Keywords: air temperature, precipitation, forecast skill, large-scale atmospheric circulation, NEACC, circulation indices, Arctic ice, extreme weather, economic losses

Введение

В условиях глобального изменения климата наблюдается разбалансировка атмосферной системы, что приводит к значительным климатическим изменениям. Среди последствий этого процесса выделяются крупные температурные аномалии, изменения в распределении атмосферных осадков, повышение уровня Мирового океана и сокращение площади морского льда в Арктике. Эти явления способствуют увеличению экстремальности погодных условий и росту числа опасных метеорологических явлений [4, 5, 17–19]. В свою очередь, это приводит к увеличению экономических потерь и рисков здоровью населения, вызванных неблагоприятными климатическими и погодными условиями [9, 10, 17, 19]. Согласно данным Всемирной метеорологической организации (ВМО), количество экстремальных погодных, климатических и гидрологических явлений продолжает расти, и эта тенденция, по прогнозам, сохранится в ближайшие годы [19].

На территории Российской Федерации 2024 год стал аномальным по количеству опасных гидрометеорологических явлений (ОЯ). Впервые с 2008 года, за 17 лет наблюдений, количество ОЯ превысило все предыдущие показатели, достигнув 1234 случаев по всей стране, из которых 493 нанесли значительный ущерб экономике и жизнедеятельности населения. По сравнению с 2023 г., в 2024 г. в России зафиксировано увеличение числа очень сильных осадков на 19 %, очень сильного ветра на 4 %, сильной жары и аномально жаркой погоды на 24 %, а также сильного гололёда на 48 %. Наибольший ущерб экономике страны нанесли очень сильные осадки (снег, дождь, ливни), очень сильный ветер, град, заморозки и чрезвычайная пожарная опасность, которая сохранялась в ряде регионов с апреля по октябрь [5].

Глобальная температура поверхности Земли за период с июня по август 2024 г. оказалась самой высокой за всю историю наблюдений начиная с 1851 г., с аномалией в 1,24 °С. Последние 11 летних сезонов (с июня по август) стали самыми тёплыми за 175-летнюю историю наблюдений. Летний сезон 2024 г. в Северном полушарии также стал рекордно тёплым, с аномалией температуры поверхности суши, превышающей норму на 1,84 °С [<https://www.ncsl.noaa.gov/>]. Согласно «Третьему оценочному докладу об изменениях климата и их последствиях на территории Российской

Федерации», подготовленному Росгидрометом, сохраняется тенденция последних десятилетий к увеличению числа опасных гидрометеорологических явлений. Волны тепла становятся основной причиной смертей, связанных с опасными метеорологическими явлениями, а также наблюдается расширение зон лесных пожаров [13].

Для изучения климатических изменений, связанных с экстремальными метеорологическими явлениями, требуется регулярный мониторинг атмосферных процессов и анализ их предсказуемости [1–3, 6, 14, 15]. В данном обзоре рассмотрены особенности крупномасштабной атмосферной циркуляции в летнем сезоне 2024 г., вызвавшие значительные аномалии, а также прогнозы температуры воздуха и осадков в Северной Евразии по данным ВМО и СЕАКОФ-26 [<https://seakc.meteoinfo.ru/ru/seakof-26>].

Данные и методы

В ходе исследования были проанализированы осреднённые за летние месяцы поля геопотенциала на уровнях АТ-10 и АТ-500 гПа, поля приземного давления, индексы атмосферной циркуляции, а также данные о температуре приземного слоя, атмосферных осадках и ледовой обстановке в Арктике. Особое внимание уделено пространственным особенностям долгопериодных тенденций в распределении температуры воздуха и осадков. В качестве информационной основы использовались данные реанализа ERA5 Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды [16], справочная информация об опасных гидрометеорологических явлениях по данным Гидрометцентра России, материалы по мониторингу морского ледяного покрова Арктики и Южного океана на основе данных ледового картирования и пассивного микроволнового зондирования SSMR-SSM/I-SSMIS-AMSR2, предоставленные Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом Росгидромета. Также использовались информационные обзоры Национального центра данных снега и льда [<https://nsidc.org/home>] и Национального центра по прогнозам окружающей среды NOAA [<https://www.ncei.noaa.gov/>].

Анализ и результаты

Особенности атмосферной циркуляции в Северном полушарии

В стратосфере на уровне АТ-10 сохранялся летний режим циркуляции. Интенсивнее обычного с центром над полюсом был циркумполярный антициклон. В двадцатых числах августа со сменой направления зонального ветра на западное на уровне АТ-10 в стратосфере состоялась перестройка на зимний режим циркуляции.

В средней тропосфере (на уровне АТ-500) околополярный циклон летом 2024 г. был ослаблен и деформирован под влиянием интенсивных антициклонов и их гребней. На среднесезонной карте геопотенциала (рис. 1а)

преобладали положительные аномалии, наиболее значительные из которых наблюдались в Баренцевом море (+7 дам), над Таймыром (+6 дам) и южнее Алеутских островов (+7 дам). В течение всего сезона в российском секторе Арктики доминировали высотные антициклоны и их гребни, что привело к смещению околполярного циклона и формированию зоны отрицательных аномалий в полярных районах Канады и Северной Атлантики. Над югом Гренландии и островом Исландия зафиксированы аномалии до -6 и -7 дам соответственно. В последней декаде августа над Восточной Европой началось формирование блокирующего антициклона, который определял погодные условия большую часть сентября (рис. 1б).

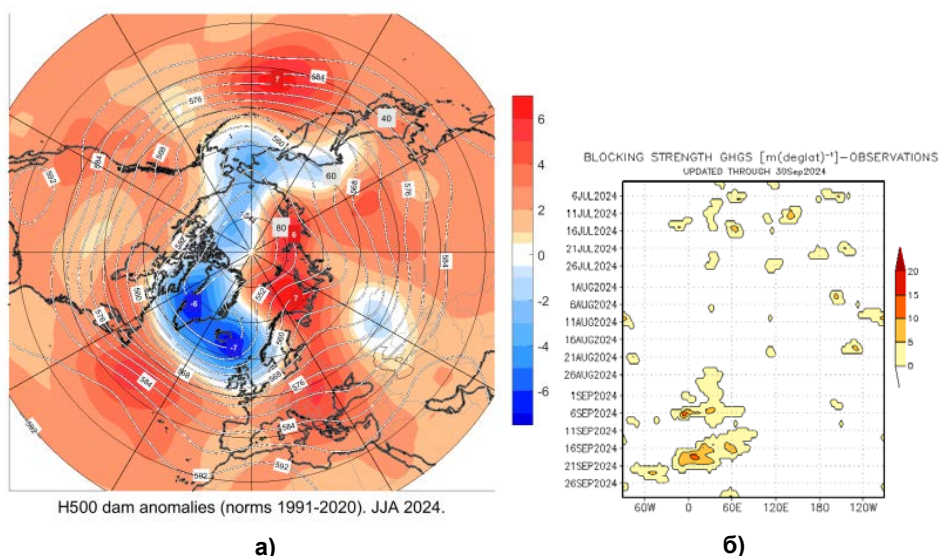


Рис. 1. Карта осредненных за летний сезон 2024 г. аномалий относительно периода 1991-2020 гг. по данным реанализа ERA-5 и значений геопотенциала на поверхности АТ-500 (а) и пространственно-временная диаграмма индекса блокирования (данные Климатического и прогностического центра CPC NOAA) (б).

Fig. 1. Map of anomalies relative to the period 1991-2020 and geopotential values on the surface of AT-500 (a) averaged over the summer season 2024 according to ERA-5 reanalysis and blocking strength GHGS – observations, CPC NOAA (б).

Проведён анализ индексов общей циркуляции атмосферы, рассчитанных Гидрометцентром России. В июле и августе, когда над Восточной Европой и Европейской территорией России (ЕТР) устойчивые гребни высотных антициклонов блокировали смещение циклонов на восток, усиливая зональный перенос над северо-восточной частью Атлантического океана, значения Восточно-атлантического колебания (ЕА) были отрицательными. В течение всех летних месяцев наблюдались положительные значения Североатлантического колебания (NAO), что свидетельствует об усилении зональной циркуляции в Северной Атлантике. Оба центра действия

атмосферы (ЦДА) в атлантической паре были хорошо выражены. Усиление западно-восточного переноса на севере Атлантики подтверждается положительными значениями Арктического колебания (АО), которые указывают на температурный фон выше нормы над большей частью Европы. Слабоотрицательные аномалии температуры воздуха на Южном Урале и севере Казахстана в августе были связаны со смещением на запад, в Западную Сибирь, ложбины околполярного циклона в средней тропосфере. Эти циркуляционные особенности отразились в отрицательной фазе Евразийского колебания (EU) в июле и августе. В летнем сезоне 2024 г. индекс сибирского максимума (SHI) был положительным в июне, когда влияние азиатского минимума на восток Сибири и Дальний Восток было ослаблено. В июле индекс имел отрицательную фазу, что отражает смещение на север центра азиатского минимума и его усиленное влияние на юг Сибири.

В тропической зоне Тихого океана летом 2024 г. наблюдалась нейтральная фаза Эль-Ниньо – Южное колебание [https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php].

В приземном слое в атлантической паре ЦДА исландская депрессия была обширной и глубокой, с аномалиями давления $-9\dots-6$ гПа над Гренландией и Норвежским морем. Северо-западные гребни азорского максимума были интенсивными, их влияние распространялось на восточное побережье США и юго-восточные провинции Канады. Восточные гребни антициклона также были мощными и оказывали влияние на Западную и Центральную Европу на протяжении всего летнего сезона. Южная периферия азорского максимума, напротив, была ослаблена. Над Европой и большей частью ЕТР преобладали антициклональные формы циркуляции, что нарушало привычные траектории смещения активных атлантических циклонов на восток. Области пониженного давления вынуждены были смещаться в меридиональном направлении или по более северным траекториям, огибая антициклоны. Область положительных аномалий над Баренцевым и Карским морями, а также над архипелагом Новая Земля указывает на устойчивые антициклональные процессы в июле и августе в этом регионе. В конце июля и первой половине августа над востоком ЕТР, Уралом, севером Казахстана и Западной Сибирью располагался глубокий циклон, сформированный областями низкого давления, огибающими антициклон над архипелагом Новая Земля, что подтверждается областью отрицательных аномалий в этом регионе.

В тихоокеанской паре ЦДА субтропический (гавайский) максимум был мощным и обширным, занимая практически все умеренные и субтропические широты океана. Алеутский минимум, напротив, был глубоким, с центром над Беринговым проливом. Область отрицательных аномалий приземного давления над севером Канады отражает повышенную циклоническую деятельность в июле и августе 2024 г. в этих районах. В США циркуляция летом была неоднородной: в июне преобладало влияние циклонических форм, в июле на восток страны воздействовали гребни

азорского антициклона, а на запад – гавайского, в августе доминировало влияние антициклонов.

Распределение аномалий температуры поверхности океана в Северном полушарии и ледовая обстановка в Арктике

Среднесезонные аномалии температуры поверхности океана (ТПО) на большей части Тихого океана в Северном полушарии оказались положительными. Наиболее крупными они были у восточного побережья Японии и в центре умеренных широт океана (более $2-3^{\circ}$). Отрицательные аномалии ТПО отмечались в Беринговом и Охотском морях, а также местами в заливе Аляска.

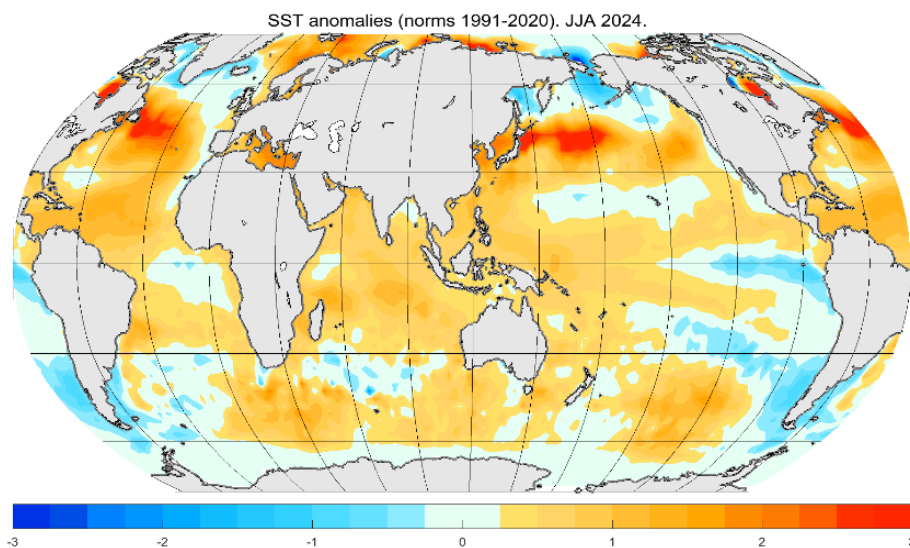


Рис. 2. Карта аномалий температуры поверхности океана, осредненных за летний сезон 2024 г. Аномалии рассчитаны относительно периода 1991–2020 гг. по данным реанализа ERA5.

Fig. 2 Seasonal SST anomalies (ERA5 reanalysis, based on a 1991-2020 mean).

Выше нормы ТПО наблюдалась на большей части Атлантического океана в Северном полушарии. Как и в Тихом океане, отрицательные аномалии в Атлантике наблюдались только на севере акватории: в районе южной оконечности Гренландии, около острова Исландия и севера Британских островов. Повышенный фон ТПО летом наблюдался и в российских арктических морях, исключая юг Карского моря.

Площадь морских льдов в июне 2024 г. была несколько ниже или примерно на уровне средних показателей на большей части Арктики. Значительно меньше нормы площадь льда оказалась в Гудзоновом заливе, выше средних показателей в Чукотском море. В июле наиболее значительное смещение кромки льда к северу наблюдалось в Карском и Восточно-

Сибирском морях, также протяженность льда ниже средних показателей отмечалась в морях Бофорта и Баффина. В августе, за исключением северной части Гренландии и канадских арктических островов, площадь арктических льдов была ниже средней.

Дата минимума протяженности ледового покрова (11 сентября 2024 г.) оказалась на три дня раньше, чем средняя дата (14 сентября) за период с 1981 по 2010 г. Минимум площади арктического льда в 2024 г. стал седьмым среди показателей за всю историю спутниковых данных с 1979 года [<https://nsidc.org/home>].

Распределение атмосферных осадков и температуры воздуха в Северной Евразии

На большей части Северной Евразии летний сезон оказался теплее нормы. Распределение положительных и отрицательных аномалий значений температуры воздуха у поверхности Земли, осредненных за летний сезон по территории Северной Евразии и Северной Америки, представлено в табл. 1. По данным Гидрометцентра России лето 2024 г. в Северном полушарии стало самым жарким за всю историю метеонаблюдений с 1891 года как в целом по полушарию, так и на всех континентах.

Таблица 1. Аномалии значений температуры воздуха у поверхности Земли (1991–2020 гг.), осредненных за летний сезон в Северном полушарии

Таблица 1. Anomalies of surface air temperature (1991-2020), averaged over the summer season in the Northern Hemisphere

Территория	Положительные аномалии	Отрицательные аномалии
Европа	Вся территории, кроме Британских островов, крайнего запада Португалии, запада и центра Франции и запада Скандинавского п-ова	–
Российская Федерация	ЕТР, Урал, исключая юг, большая часть Сибири, запад Дальнего Востока	Местами на севере и юге Хабаровского края, западе Магаданской области и Чукотке (на востоке округа до -3 °С).
Центральная Азия	В странах Центральной Азии	–
Северная Америка	Западные штаты США и Канада, кроме крайних южных районов и местами центральных провинций	На юге Аляски

В табл. 2 представлены аномалии и среднее квадратическое отклонение приземной температуры за период 1991–2020 гг., коэффициент линейного тренда и вклад тренда в дисперсию, осреднённые по территории

Российской Федерации за летний сезон 2024 г. Данные основаны на стационарных наблюдениях, приведённых в «Докладе об особенностях климата на территории РФ за 2024 год» Росгидромета [5]. В скобках в первом столбце указаны ранги: летний сезон 2024 г. оказался очень тёплым на всей территории России, особенно на Азиатской территории России (АЧР), юге ЕТР и в Сибирском федеральном округе.

Таблица 2. Температурные характеристики летнего сезона
Table 2. Temperature characteristics of the summer season

Регион	Отклонения от средних за 1991–2020 гг. (ранг с 1936 г.)	Среднее квадратич. отклонение 1991–2020 гг.	Коэффициент лин. тренда (°C/10 лет) 1976–2024 гг.	Вклад тренда в дисперсию (%)
Россия	0,97 (2)	0,51	0,41	71
ЕТР	1,45	1,00	0,52	43
АЧР	0,78 (2)	0,48	0,37	71
Федеральные округа				
Северо-Западный	1,48 (5)	0,81	0,48	38
Центральный	1,84	1,13	0,60	39
Приволжский	0,89	1,16	0,43	22
Южный	2,07 (2)	1,23	0,73	56
Северо-Кавказский	1,73 (3)	1,05	0,62	59
Уральский	0,63	1,13	0,33	18
Сибирский	1,67 (1)	0,63	0,34	43
Дальне-восточный	0,38	0,51	0,40	65

По данным реанализа ERA5, на большей части Северной Евразии температурный фон летом 2024 г. был выше нормы (рис. 3а). Наиболее значительные аномалии наблюдались на юго-востоке Европы, юге ЕТР и в Сибири. Лето 2024 года стало рекордно тёплым в Европе по данным Гидрометцентра России. Среднемесячные карты аномалий по данным реанализа (рис. 3а) хорошо согласуются со стационарными данными Росгидромета (табл. 2, первый столбец). Рекордно тёплым летний сезон также был в Канаде и США, где наиболее крупные аномалии зафиксированы в северных районах Канады, западных штатах и на северо-востоке США.

Летом 2024 г. в средней тропосфере, согласно диаграмме Ховмюллера, не наблюдалось длительных процессов блокирования (рис. 1б), однако циркуляционные условия, как на высоте, так и в приземном слое, способствовали формированию волн тепла на юге Сибири, в Республике Коми, Белгородской области, Кировской области, республиках Удмуртия

и Крым, Забайкальском крае и Республике Бурятия. Эти процессы привели к потерям в энергетическом и сельскохозяйственном секторах экономики, а также к активизации очагов лесных пожаров (табл. 3).

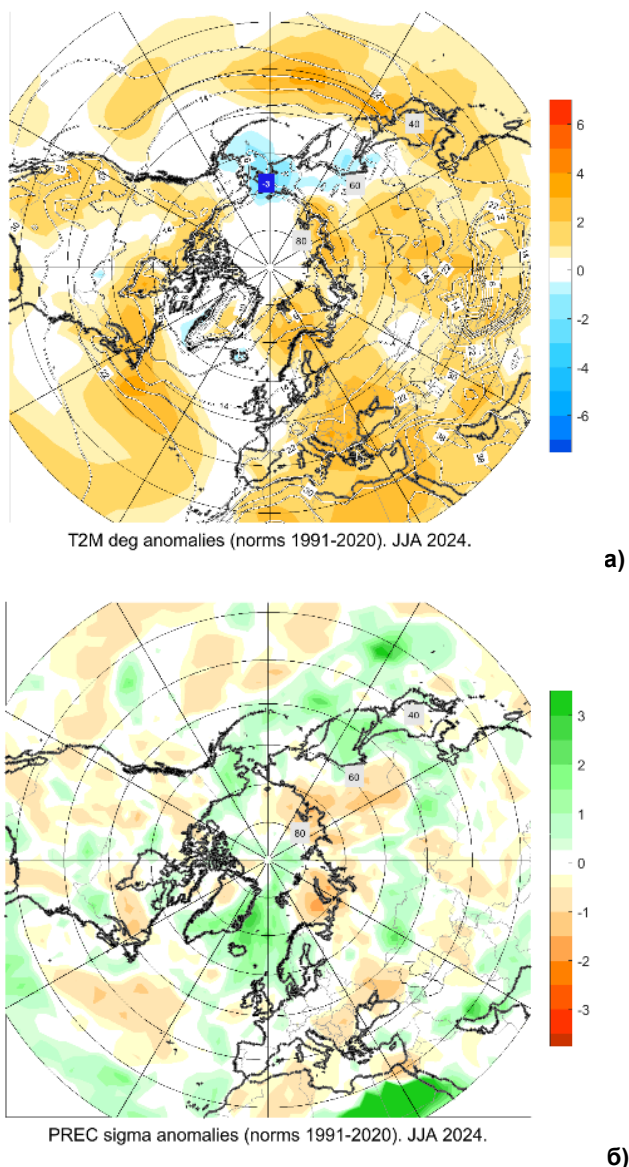


Рис. 3. Карта осредненных за летний сезон 2024 г. аномалий приземной температуры воздуха (а) и осадков (б). Аномалии рассчитаны относительно периода 1991–2020 гг. по данным реанализа ERA5.

Fig. 3. Map of anomalies relative to the period 1991–2020 for surface air temperature (а) and precipitation (б) averaged over the summer season 2024. According to ERA5 reanalysis.

Таблица 3. Аномальная жаркая погода в регионах России

Table 3. Heatwaves in Russian Regions

Территория	Даты	Явление	Ущерб и последствия
Сибирский федеральный округ			
Юго-запад и юг центральных районов Сибирского ФО	21.06–02.07	Аномально жаркая погода, до 30...37 °С	В Центральной Сибири отмечалась активизация лесных пожаров
Большинство районов Новосибирской области и Алтайского края, местами в Кемеровской области и Республике Алтай	23–29.07	Аномально жаркая погода, до 30...35 °С	Нет данных
7 метеостанций Алтайского края	31.07–04.08	Аномально жаркая погода, до 30...35 °С	Активизация лесных пожаров
Юг Сибирского ФО	15–18.08	Жаркая погода	Активизация лесных пожаров в Республике Тыва
Центральный федеральный округ			
Белгородская область	14–18.07	Аномально жаркая погода (среднесуточная темп. воздуха 28...29 °С, аномалии 7-8 °С)	Снижение урожайности озимых культур и ярового ячменя, плохое формирование бобов на растениях сои
Южный федеральный округ			
Республика Крым	15–19.07	По данным АМЦ Симферополь аномально жаркая погода (среднесуточная темп. воздуха 27,1...30,7 °С, аномалии 7-10 °С)	В связи с большой нагрузкой энергетических сетей в отдельных районах Крыма происходили временные отключения электроэнергии
Республика Крым	21–25.08	Аномально жаркая погода (среднесуточная темп. воздуха 26,3...26,8 °С, аномалии 7-7,9 °С)	В связи с большой нагрузкой энергетических сетей в отдельных районах Крыма происходили временные отключения электроэнергии
Дальневосточный федеральный округ			
Республика Бурятия и Забайкальский край	1–6.07	Сильная жара с максимальной температурой воздуха 35...39 °С	Из-за сильной жары увеличилось число очагов лесных пожаров

Летом 2024 г. на бóльшей части Европы количество осадков было близко к норме. Избыток осадков наблюдался на Скандинавском полуострове (за исключением восточных районов), а дефицит – на Британских островах, юге Италии, Балканском полуострове и юге Восточной Европы. На крайнем севере и южной половине ЕТР было сухо. На юге Сибири (за исключением Алтая и Республики Тыва) осадков выпало много, тогда как на севере Сибири их количество было ниже нормы.

В странах Центральной Азии дефицит осадков отмечался на юге Казахстана, в Узбекистане, востоке Туркменистана и западе Таджикистана, а избыток – на севере Казахстана. На юге и местами на севере Хабаровского края, в Приморье, на юге Камчатского полуострова и местами на Чукотке осадков выпало много. Сухим летний сезон был в Якутии.

Сильные осадки, вызвавшие экономический ущерб, наблюдались на юге Уральского ФО, в южных районах Сибирского ФО и на юге Дальневосточного ФО. Они привели к подъёму уровня рек, формированию локальных дождевых паводков, размыву дорог, подтоплению приусадебных участков и жилых домов, а также к временным нарушениям движения транспорта.

В Северной Америке избыток осадков зафиксирован на Аляске, местами на юго-востоке Канады и в районе Великих озёр. На остальной территории Канады и США осадков выпало в норме или меньше.

***Анализ прогнозов температуры воздуха и осадков
в летний сезон 2024 г. над территорией Северной Евразии
по данным прогностических центров ВМО и СЕАКОФ-26***

Большинство прогностических центров ВМО ожидали тёплый летний сезон 2024 г. в Европе, на юго-западе и юге ЕТР, в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке России (рис. 4а). Наиболее вероятные очаги тепла прогнозировались на юге ЕТР, в Республике Тыва, Иркутской области, Забайкальском крае и Приморье. В прогнозах осадков наблюдалась неопределённость (рис. 4б).

Анализ прогностических (рис. 4а) и фактических данных (рис. 5б) показывает, что мультимодельный прогноз ВМО не воспроизвел отрицательные аномалии приземной температуры на северо-востоке России и положительные на севере ЕТР. Прогностическая карта осадков по данным мультимодельного прогноза ВМО неинформативна.

В ходе сессии СЕАКОФ-26 на основе данных трех российских моделей ПЛАВ (Гидрометцентр России/Институт вычислительной математики им. Марчука РАН), ГГО (Главная геофизическая обсерватория им. Воейкова) и ИВМ (Институт вычислительной математики им. Марчука РАН) с равными весовыми коэффициентами был составлен консенсусный прогноз на летний сезон 2024 г. [1, 2, 7, 8, 12, 14, 15].

При качественном сравнении прогнозов ВМО с прогнозами СЕАКОФ-26 для температуры воздуха на территории Северной Евразии

можно отметить сходство прогностических полей и ошибок в прогнозах. Успешнее прогноза ВМО, консенсусный прогноз был над севером Красноярского края и северной части Якутии, он с большей вероятностью воспроизвел положительные аномалии температуры. Прогноз СЕАКОФ-26 со смещением на восток воспроизвел область отрицательных аномалий на востоке России, по мультимодельному прогнозу этого очага нет. Ниже приведен детальный анализ успешности прогностической продукции с количественными оценками.

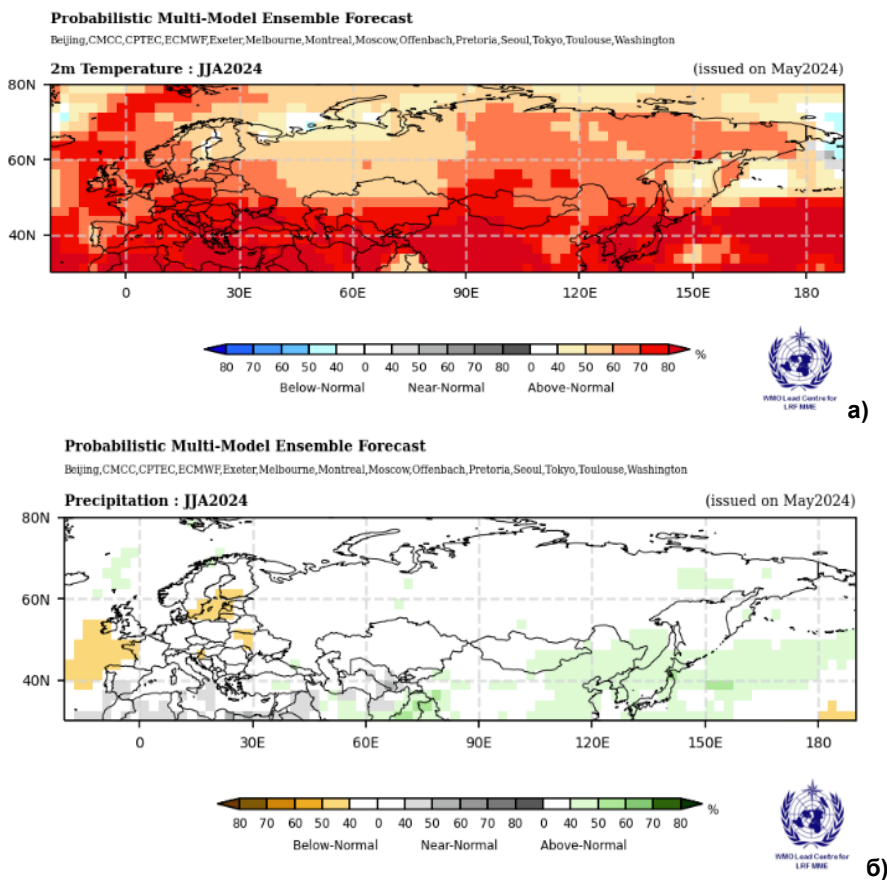


Рис. 4. Мультимодельный прогноз ВМО среднесезонных аномалий температуры (а) и осадков (б) на летний сезон 2024 г. в вероятностной форме.

Fig. 4. Probabilistic forecasts of surface air temperature (a) and precipitation (б) for the season for June-August 2024.

На большей части территории Северной Евразии летний сезон 2024 г. ожидался теплее нормы (рис. 5а). Области с положительными аномалиями с высокой вероятностью (75–90 %) ожидалось в Южной Европе, на юге ЕТР, за исключением восточных районов, юге и востоке Центральной Азии, юге-западе Сибирского ФО. Анализируя фактические данные можно

сделать вывод, что в этих районах прогноз оправдался хорошо, за исключением юга Прикаспийского региона, где температурный фон летом был близок к норме.

С вероятностью 30 % отрицательные аномалии приземной температуры местами прогнозировались на севере ЕТР, а над Кольским п-вом присутствовала неопределенность, по фактическим данным в этих регионах температурный фон был выше нормы.

Успешным прогноз положительных аномалий температуры воздуха был для территории Европы, западных и центральных областей ЕТР, Красноярского края, большей части Якутии, кроме юго-восточных районов (рис. 5а).

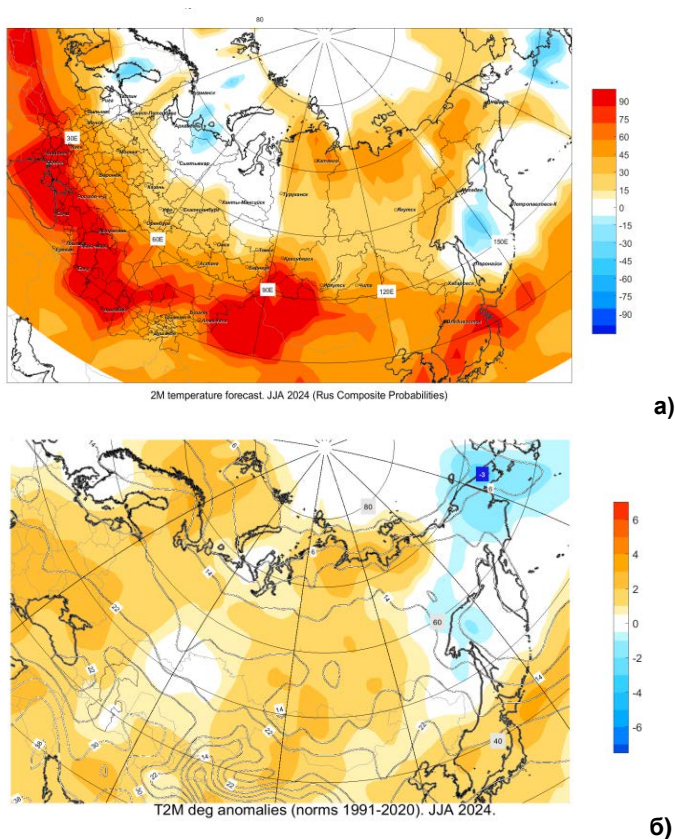


Рис. 5. Консенсусный прогноз среднесезонной аномалии температуры воздуха на лето 2024 г. в вероятностной форме, рассчитанный на основе интерпретации данных трех российских моделей (ПЛАВ, ГГО, ИВМ) (а); распределение нормированных аномалий приземной температуры на лето 2024 г. по данным реанализа ERA5 (б).

Fig. 5. Consensus forecast of the mean seasonal air temperature anomaly for the summer season 2024 in probabilistic form, calculated on the basis of data interpretation of 3 Russian models (PLAV, GGO, INM) (a); distribution of normalized surface temperature anomalies according to ERA5 reanalysis data for the summer season 2024 (b).

Положительные аномалии с вероятностью 30–50 % ожидалось в западных районах Чукотского автономного округа, и неопределенность в прогнозах присутствовала на востоке полуострова, по факту аномалии за летний сезон здесь были отрицательными. Неуспешным прогноз оказался в Магаданской области и Хабаровском крае, температура в этих районах была около нормы и ниже ее, ожидалось с вероятностью 30–40 % положительные аномалии.

Более успешным, согласно качественному анализу данных, оказался и прогноз осадков на лето 2024 г., составленный на основе данных трех российских моделей ПЛАВ, ГГО, ИВМ с равными весовыми коэффициентами, по сравнению с прогнозом ВМО (рис. 6).

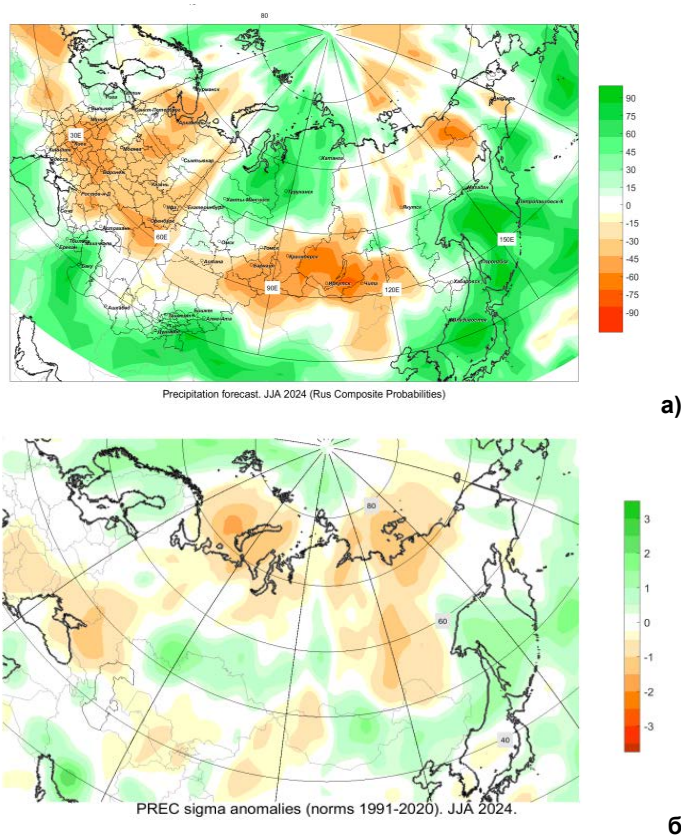


Рис. 6. Консенсусный прогноз среднесезонной аномалии осадков на лето 2024 г. в вероятностной форме, рассчитанный на основе интерпретации данных трех российских моделей (ПЛАВ, ГГО, ИВМ) (а); распределение нормированных аномалий осадков за летний сезон 2024 г. по данным реанализа ERA5 (б).

Fig. 6. Consensus forecast of the mean seasonal precipitation anomaly for the summer season 2024 in probabilistic form, calculated on the basis of data interpretation of 3 models (PLAV, GGO, INM) (a); distribution of normalized precipitation anomalies according to ERA5 reanalysis data for the summer season 2024 (b).

Прогноз дефицита осадков (вероятность 45–75 %) хорошо оправдался на юге Восточной Европы, юге и крайнем севере ЕТР и севере Якутии.

Успешным был прогноз избытка осадков в Приморском крае и на побережье Охотского моря (Хабаровский край и Магаданская область). Плохо оправдался прогноз на большей части Сибири, только в центральных округах Красноярского края хорошо спрогнозировано превышение нормы осадков.

Для количественной оценки успешности консенсусного прогноза использовались показатель оправдываемости прогноза и коэффициент корреляции между значениями аномалий. Показатель оправдываемости скомплексированного по результатам российских моделей (ПЛАВ, ГГО, ИВМ) прогноза на летний сезон 2024 г. по территории Северной Евразии для приземной температуры воздуха составил 82 %, для осадков – 63 % (табл. 4). Для прогнозов аномалий приземной температуры воздуха наивысшие показатели оправдываемости (93 %) были в Центральной Азии, для осадков во втором естественном синоптическом районе (е.с.р.) (67 %).

Таблица 4. Оценки прогнозов на летний сезон 2024 г.

Table 4. Forecast assessment for the summer season 2024

Параметр	СНГ	1 е.с.р.*	2 е.с.р.*	Центр. Азия и Казахстан
Оправдываемость прогноза (%)				
Температура 2м	82	84	82	93
Осадки	63	59	67	54
Коэффициент корреляции аномалий (АСС)				
Температура 2м	0.79	0.78	0.81	0.82
Осадки	0.12	0.01	0.30	-0.20

Примечание. *1 е.с.р., 2 е.с.р. – первый и второй естественные синоптические районы.

Коэффициент корреляции между данными реанализа ERA5 и консенсусного прогноза аномалий приземной температуры воздуха для территории Северной Евразии равен 0,79. Наиболее высоким коэффициент корреляции для прогноза температуры, как и для показателя оправдываемости, был в Центральной Азии (0,82), чуть уступает ему прогноз по второму е.с.р. (0,81). Для прогностических данных полей осадков коэффициент оказался невысоким для всех территориальных районов.

Выводы

Изменения климата, наблюдаемые в последние десятилетия, проявляются в росте экстремальности погодных условий и увеличении частоты опасных гидрометеорологических явлений. Летний сезон 2024 г. стал рекордно тёплым в Северном полушарии: глобальная температура поверхности Земли за период июнь–август 2024 г. достигла исторического максимума с 1851 г. с аномалией +1,24 °С. Температура поверхности суши

превысила норму на 1,84 °С, что сделало этот сезон самым жарким за всю историю наблюдений. В тропической зоне Тихого океана летом 2024 г. наблюдалась нейтральная фаза Эль-Ниньо – Южного колебания. Минимум площади арктического льда в 2024 г. стал седьмым среди минимальных значений за всю историю спутниковых наблюдений начиная с 1979 года.

Для территории Российской Федерации 2024 год также оказался аномальным по количеству опасных гидрометеорологических явлений.

Хотя в средней тропосфере не отмечалось длительных процессов блокирования, циркуляционные условия на высоте и у поверхности способствовали формированию волн жары в Республике Коми, Белгородской области, Кировской области, республиках Удмуртия и Крым, на юге Сибири, в Забайкальском крае и Республике Бурятия. Эти процессы привели к значительным потерям в энергетическом и сельскохозяйственном секторах, а также к активизации очагов лесных пожаров.

На юге Уральского, Сибирского и Дальневосточного федеральных округов наблюдались сильные осадки, вызвавшие подъём уровня рек, локальные дождевые паводки, размыв дорог, подтопление приусадебных участков и жилых домов, а также временные нарушения движения транспорта. Эти осадки были связаны со смещением на север центра Азиатского минимума и повышенной активностью южных циклонов.

Качественный анализ полей мультимодельного прогноза ВМО и консенсусного прогноза СЕАКОФ-26 среднесезонных аномалий температуры воздуха и осадков на летний сезон 2024 г. показал, что консенсусный прогноз, составленный на основе данных трёх российских моделей (ПЛАН, ГГО, ИВМ) с равными весовыми коэффициентами, обладает более высокой успешностью. Это подчеркивает важность использования современных моделей и методов для улучшения прогностических возможностей на фоне меняющегося климата.

В условиях увеличения климата экстремальных погодных явлений актуальность постоянного мониторинга атмосферных процессов и улучшения качества сезонных прогнозов становится критически важной. Детальное изучение глобальных циркуляционных тенденций необходимо для повышения качества предсказуемости крупномасштабных процессов и минимизации экономических потерь.

Летний сезон 2024 года подтвердил тенденцию к усилению экстремальности климата, что требует дальнейшего развития методов прогнозирования и мониторинга для адаптации к изменяющимся климатическим условиям.

Список литературы

1. Варгин П.Н., Воробьева В.В., Володин Е.М., Хан В.М., Тарасевич М.А. Исследование предсказуемости изменчивости стратосферного полярного вихря в Арктике в сезонных прогнозах климатической модели ИВМ РАН // Метеорология и гидрология. 2024. №8. С. 60-72.
2. Вильфанд Р.М., Емелина С.В., Тищенко В.А., Толстых М.А., Хан В.М. Статистическая коррекция долгосрочных прогнозов приземной температуры воздуха по модели ПЛАН для территории Северной Евразии // Метеорология и гидрология. 2024. № 5. С. 5-16.
3. Вильфанд Р.М., Мищенко С.Л., Васильева Е.Л., Хан В.М., Васильев П.П. Анализ пожарной опасности в лесах России на фоне сложившихся метеорологических условий в теплый сезон 2023 г. // Метеорология и гидрология. 2024. № 10. С. 139-144.

4. Виноградова В.В. Зимние волны холода на территории России со второй половины XX века // Известия РАН. Серия географическая. 2018. № 3. С. 37-46.

5. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2024 год. М.: Росгидромет, 2025. 139 р.

6. Кланг П.С., Хан В.М., Тарасова Л.Л. Оценка объемной влажности почвы реанализа ERA5 по данным наблюдений влагозапасов в регионах ЕТР // Агрометеорология XXI века. Всероссийская научно-практическая конференция, посвященная 145-летию Метеорологической обсерватории имени В.А. Михельсона «145 лет истории наблюдений за погодой в Москве: 1879–2024 гг.», часть 4. М.: РГАУ-МСХА им. К.А. Тимирязева, 2024. С. 30-36.

7. Куликова И.А., Вильфанд Р.М., Хан В.М., Круглова Е.Н., Тищенко В.А., Емелина С.В., Каверина Е.С., Набокова Е.В., Субботин А.В., Сумерова К.А., Толстых М.А. Климатические прогнозы. Часть I. Современное состояние и перспективы развития // Метеорология и гидрология. 2024. № 7. С. 5-23.

8. Куликова И.А., Вильфанд Р.М., Хан В.М., Круглова Е.Н., Тищенко В.А., Емелина С.В., Каверина Е.С., Набокова Е.В., Субботин А.В., Сумерова К.А., Толстых М.А. Климатические прогнозы. Часть II. Вероятностные подходы // Метеорология и гидрология. 2024. № 8. С. 5-19.

9. Макоско А.А., Матешева А.В., Емелина С.В. О тенденциях рисков для здоровья от загрязнения атмосферы и изменения погодно-климатической комфортности на территории России до 2050 года // Метеорология и гидрология. 2024. № 2. С. 107-120.

10. Соколов Ю.А. Риски экстремальных погодных явлений // Проблемы анализа риска. 2018. Т. 15, № 3. С. 6-21.

11. Сумерова К.А., Хан В.М., Тищенко В.А., Вильфанд Р.М. Основные особенности климатических условий зимнего сезона 2023–24 гг. по данным мониторинга и прогнозов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2024. № 3 (393). С. 6-22.

12. Толстых М.А., Фадеев Р.Ю., Шашкин В.В., Зарипов Р.Б., Травова С.В., Гойман Г.С., Алипова К.А., Мизяк В.Г., Тищенко В.А., Круглова Е.Н. Модель долгосрочного метеорологического прогноза ПЛАН072Е96 // Метеорология и гидрология. 2024. № 7. С. 25-39.

13. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. https://www.meteorf.gov.ru/upload/pdf_download/compressed.pdf

14. Хан В.М., Куликова И.А., Вильфанд Р.М. Потенциальная эффективность и неопределенность сезонных метеорологических прогнозов, выпускаемых в Гидрометцентре России // Сборник докладов XIV Всероссийского совещания по проблемам управления. ВСПУ-2024. Москва, 17-20 июня 2024 г. С. 2209-2213.

15. Хан В.М., Круглова Е.Н., Тищенко В.А., Куликова И.А., Субботин А.В., Грищун А.С., Володин Е.М., Тарасевич М.А., Воробьева В.В. Верификация сезонных ансамблевых прогнозов на базе модели Земной системы INM-CM5 // Метеорология и гидрология. 2024. № 7. С. 40-55.

16. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J. The ERA5 global reanalysis // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2020. Vol. 146 (730). P. 1999-2049.

17. State of the Global Climate 2023 // WMO-No. 1347. 2024, <https://library.wmo.int/records/item/68835-state-of-the-global-climate-2023>

18. State of the Climate in Asia 2023 // WMO-No. 1350. 2024, <https://library.wmo.int/records/item/68890-state-of-the-climate-in-asia-2023>

19. WMO Atlas of Mortality and Economic Losses from Weather, Climate and Water Extremes (1970–2019) // WMO-No. 1267. 2021. <https://library.wmo.int/records/item/57564-wmo-atlas-of-mortality-and-economic-losses-from-weather-climate-and-water-extremes-1970-2019#.YS9CMNMzZBx>

References

1. Vargin P.N., Bragina V.V., Volodin E.M., Khan V.M., Tarasevich M.A. Investigation of the Predictability of the Arctic Stratospheric Polar Vortex Variability in the INMCM5 Seasonal Predictions. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 8, pp. 700-710. DOI: 10.3103/S1068373924080053

2. Vil'fand R.M., Emelina S.V., Tischenko V.A., Tolstykh M.A., Khan V.M. Statistical correction of the SL-AV model long-term forecasts of surface air temperature for the territory of Northern

Eurasia. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 5, pp. 383-391. DOI: 10.3103/S1068373924050017

3. Vil'fand R.M., Mishchenko S.L., Vasileva E.L., Khan V.M., Vasilev P.P. Analysis of fire danger in Russian forests against meteorological conditions in the warm season of 2023. *Meteorologija i gidrologija [Russian Meteorology and Hydrology]*, 2024, no. 10, pp. 139-144 [in Russ.].

4. Vinogradova V.V. Cold waves in winter in Russia since the second half of the 20th century. *Izvestija RAN. Serija geograficheskaja*, 2018, no. 3, pp. 37-46 [in Russ.].

5. Doklad ob osobennostjakh klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2024 god. Moscow: Rosgidromet publ., 2025, 139 p. [in Russ.].

6. Klang P.S., Khan V.M., Tarasova L.L. Ocenka obščej vlazhnosti pochvy reanaliza ERA5 po dannym nabljudenij vlagozapasov v regionah ETR. *Agrometeorologija XXI veka. Vserossijskaja nauchno-praktičeskaja konferencija, posvjashhennaja 145-letiju Meteorologičeskoj observatorii imeni V.A. Mihel'sona «145 let istorii nabljudenij za pogodnoj v Moskve: 1879–2024 gg.»*, chast' 4. Moscow: RGAU-MSHA im. K.A. Timirjazeva, 2024, pp. 30-36 [in Russ.].

7. Kulikova I.A., Vil'fand R.M., Khan V.M., Kruglova E.N., Tishchenko V.A., Emelina S.V., Kaverina E.S., Nabokova E.V., Subbotin A.V., Sumerova K.A., Tolstykh M.A. Climate forecasts. Part I: Current status and development prospects. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 6, pp. 563-575. DOI: 10.3103/S106837392407001X

8. Kulikova I.A., Vil'fand R.M., Khan V.M., Kruglova E.N., Tishchenko V.A., Emelina S.V., Kaverina E.S., Nabokova E.V., Subbotin A.V., Sumerova K.A., Tolstykh M.A. Climate forecasts. Part II: Probabilistic approaches. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 8, pp. 659-668. DOI: 10.3103/S1068373924080016

9. Makosko A.A., Matешеva A.V., Emelina S.V. On Trends in the Health Risks from Air Pollution and in Changing Levels of Weather and Climate Comfort in Russia until 2050. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 2, pp. 158-167. DOI: 10.3103/S1068373924020092

10. Sokolov Ju.A. Riski jekstremal'nyh pogodnyh javlenij. *Problemy analiza riska*, 2018, vol. 15, no. 3, pp. 6-21.

11. Sumerova K.A., Khan V.M., Tishchenko V.A., Vil'fand R.M. The main features of climatic conditions in the winter season of 2023/2024 according to monitoring and forecasts. *Gidrometeorologičeskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2024, vol. 393, no. 3, pp. 6-22. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-3-6-22> [in Russ.].

12. Tolstykh M.A., Fadeev R.Yu., Shashkin V.V., Zaripov R.B., Travova S.V., Goyman G.S., Alipova K.A., Mizyak V.G., Tishchenko V.A., Kruglova E.N. The SLAV072L96 model for long-range meteorological forecasts. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 7, pp. 576-586. DOI: 10.3103/S1068373924070021

13. Tretij ocenocnyj doklad ob izmenenijah klimata i ih posledstvijah na territorii Rossijskoj Federacii. https://www.meteorf.gov.ru/upload/pdf_download/compressed.pdf [in Russ.].

14. Khan V.M., Kulikova I.A., Vil'fand R.M. Potencial'naja jeffektivnost' i neopredelennost' sezonnyh meteorologičeskikh prognozov, vypuskaemyh v Gidrometcentre Rossii. *Sbornik dokladov XIV Vserossijskogo soveshhanija po problemam upravlenija, VSPU-2024*, Moscow, 17-20 ijunja 2024 g., pp. 2209-2213 [in Russ.].

15. Khan V.M., Kruglova E.N., Tishchenko V.A., Kulikova I.A., Subbotin A.V., Gritsun A.S., Volodin E.M., Tarasevich M.A., Bragina V.V. Verification of seasonal ensemble forecasts based on the INM-CM5 Earth system model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 7, pp. 587-597. DOI: 10.3103/S1068373924070033

16. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2020, vol. 146 (730), pp. 1999-2049.

17. State of the Global Climate 2023 // WMO-No. 1347. 2024, <https://library.wmo.int/records/item/68835-state-of-the-global-climate-2023>

18. State of the Climate in Asia 2023. *WMO-No. 1350*, 2024, <https://library.wmo.int/records/item/68890-state-of-the-climate-in-asia-2023>

19. WMO Atlas of Mortality and Economic Losses from Weather, Climate and Water Extremes (1970–2019). *WMO-No. 1267*, 2021, <https://library.wmo.int/records/item/57564-wmo-atlas-of-mortality-and-economic-losses-from-weather-climate-and-water-extremes-1970-2019#.YS9CMNMzZBx>

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-69-87>

УДК 551.501.777

Методы коррекции сумм осадков, полученных по данным с геостационарного спутника Himawari-9 для территории Дальневосточного региона России

М.О. Кучма^{1,2}, А.И. Андреев^{1,2}, С.И. Мальковский¹

*¹ Вычислительный центр Дальневосточного отделения
Российской академии наук, г. Хабаровск, Россия;*

*² Дальневосточный центр ФГБУ «Научно-исследовательский центр
космической гидрометеорологии «Планета», г. Хабаровск, Россия
a.andreev@dvrpod.ru*

В работе исследуются методы автоматической коррекции полусуточных сумм осадков, получаемых по данным геостационарного спутника Himawari-9 с использованием разработанного ранее алгоритма для оценки их мгновенной интенсивности. Коррекция осуществляется на основе предшествующих рассматриваемому периоду измерений накопленных сумм осадков на наземных метеорологических станциях в скользящем временном окне в теплый период года с мая по октябрь. Исследование проведено на территории Дальневосточного региона России с учетом данных 136 метеорологических станций Росгидромета. Наилучшие результаты достигнуты при использовании метода с отбором корректирующей модели по минимальной среднеквадратичной ошибке. Оценка качества проведена на декадных и месячных суммах осадков. Применение алгоритма коррекции позволяет в среднем уменьшить среднеквадратичную ошибку определения суммы осадков на 30–50 %, смещение (Bias) уменьшить в 1,5–3 раза.

Ключевые слова: осадки, сумма осадков, коррекция осадков, Himawari, осадкомеры

Methods for correcting total precipitation retrieved from Himawari-9 geostationary satellite data over the territory of the Russian Far East

M.O. Kuchma^{1,2}, A.I. Andreev^{1,2}, S.I. Malkovsky¹

*¹ Computing Center of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,
Khabarovsk, Russia;*

*² Far-Eastern Center of State Research Center for Space Hydrometeorology “Planeta”,
Khabarovsk, Russia
a.andreev@dvrpod.ru*

In this study, methods for the automatic correction of 12-hour precipitation derived from the Himawari-9 geostationary satellite are investigated. Satellite-based precipitation is obtained using a previously developed algorithm for estimating an instantaneous precipitation intensity. The correction is performed using accumulated precipitation measurements from ground-based meteorological stations preceding the analyzed period in a moving time window during the warm season from May to October. The study is conducted over the Russian

Far East region using data from 136 Roshydromet meteorological stations. The best results were achieved with the method that selects a correction model based on the minimum root-mean-square error. The quality assessment was carried out using 10-day and monthly precipitation. Application of the correction algorithm reduces the root-mean-square error of total precipitation estimation on average by 30–50% and the bias by 1.5–3 times.

Keywords: precipitation, total precipitation, precipitation correction, Himawari, rain gauges

Введение

Осадки являются одним из важнейших элементов климата, определяющих водный баланс территории, режим стока рек, условия сельскохозяйственного производства и риск возникновения опасных гидрологических явлений. Главным источником для их мониторинга являются наземные метеорологические станции, количество которых может быть ограничено ввиду недостаточно развитой инфраструктуры в отдаленных регионах. Спутниковые измерения осадков с использованием геостационарных (г/с) космических аппаратов (КА) позволяют существенно дополнить наземные наблюдения за счет высокой частоты получения данных и большого территориального охвата.

Существенным недостатком г/с КА является невозможность методами ИК-радиометрии напрямую измерить количество осадков [26, 30]. Как правило, подобные методы полагаются на использование косвенных признаков, коррелирующих с наличием осадков, таких как температура верхней границы облака, размер облачных частиц, текстурные характеристики на спектральных изображениях и др. [2, 4], что приводит к существенным различиям между спутниковыми и наземными измерениями осадков [5, 18]. Повысить точность оценки осадков по данным г/с спутников можно путем комплексирования измерений из различных источников [7].

В качестве одного из вспомогательных источников измерений осадков рассматриваются данные микроволнового (МВ) зондирования полярно-орбитальных (п/о) КА [8, 16]. МВ измерения имеют более высокую точность в сравнении с данными ИК-радиометрии, однако они непригодны для расчета сумм осадков ввиду нерегулярности наблюдений [16, 23]: в среднем 1–2 раза в сутки для одной территории. По этой причине МВ измерения используются преимущественно для калибровки интенсивностей осадков г/с КА [14, 16]. С другой стороны, наземные метеорологические радиолокаторы МВ диапазона обеспечивают измерение осадков с частотой 1–10 минут и также могут использоваться для калибровки [24], однако на территории Дальнего Востока подобные наблюдения практически отсутствуют. Поскольку ИК-радиометрия не позволяет получить информацию о вертикальной структуре облаков, это приводит к существенным структурным различиям между МВ и ИК изображениями осадков [17, 12], что затрудняет проведение калибровки. Поэтому на практике чаще используется другой подход, где на основе г/с данных рассчитываются векторные карты

перемещений облачности, используемые в дальнейшем для временной интерполяции МВ измерений осадков. Подобный подход успешно применяется в алгоритмах SMORPH [13] и GPM IMERG [11], однако требует использования большой группировки п/о КА и разработки соответствующих алгоритмов расчета осадков для каждого МВ прибора. При этом отмечается, что результаты интерполяции не всегда в полной мере соответствуют реальным наблюдениям осадков [16].

Для калибровки спутниковых оценок осадков часто используются показания наземных метеорологических станций как наиболее достоверных источников информации [5, 16]. Из-за пространственно-временных рассогласований между наземными и спутниковыми измерениями, в том числе по причине ветрового сноса и испарения [16], калибровку осадков обычно проводят с учетом накопленной статистики за продолжительный период от нескольких дней до месяца. Наиболее часто для коррекции применяются простые методики, такие как линейное масштабирование и аддитивная коррекция [8, 23, 24], однако предлагаются и более сложные варианты, например кригинг [19], квантильная коррекция [15, 21], функции плотности вероятности [29], деревья решений [5], позволяющие более точно учесть региональные особенности рассматриваемой территории [8, 9].

В большинстве исследований коррекция осадков проводится на примере территорий с плотной сетью наземных станций [12, 27]. В то же время в рассматриваемом Дальневосточном регионе на площади 7 млн кв. км расположено 136 станций, большая часть из которых находится в его южной части (рис. 1).

Небольшое количество станций на большой территории может привести к снижению качества коррекции осадков [5, 6], в связи с чем необходимо рассматривать различные методы для ее проведения с целью достижения наилучших результатов. В работе рассматриваются наиболее распространенные методики коррекции спутниковых оценок осадков на территории Дальнего Востока. В качестве исходных спутниковых измерений осадков используется ранее разработанный авторами алгоритм [1] для японского г/с КА Himawari-9, однако полученные результаты будут справедливы и для других спутниковых алгоритмов.

Используемые данные и район исследования

Рассматриваемый регион исследования охватывает территорию Дальнего Востока Российской Федерации в пределах координат от 42° до 65° с. ш. и от 125° до 168° в. д. В указанные границы входят Приморский край, Хабаровский край, Еврейская автономная область, Сахалинская область, Амурская область, южная часть Республики Саха (Якутия), Магаданская область и Камчатский край. Рельеф региона крайне неоднороден: на юге и юго-востоке преобладают горные системы Сихотэ-Алиня и Восточно-Сихотэ-Алинского хребта с высотами до 2000–2500 м, на севере и северо-востоке – обширные низменности и плоскогорья, а вдоль побережья

Охотского моря и Тихого океана – вулканические массивы и прибрежные хребты [3]. Большая протяженность территории и преимущественно горный рельеф оказывают влияние на неравномерность распределения выпадающих осадков по региону исследования. Такая орографическая неоднородность обуславливает значительную пространственную изменчивость осадков.

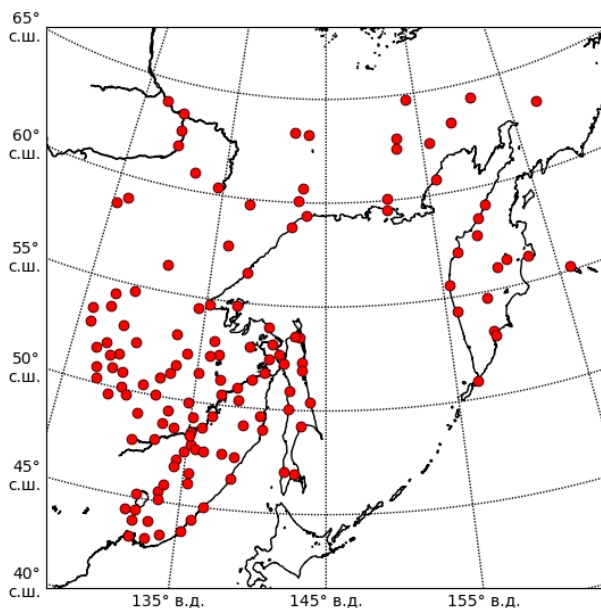


Рис. 1. Расположение используемых в работе метеостанций.

Fig. 1. Location of the rain gauges used in the work.

Климат Дальнего Востока России относится к муссонному типу с ярко выраженной сезонностью осадков. Более 70–85 % годовой суммы осадков выпадает в период с июня по сентябрь с максимальным количеством в июле и августе. Интенсивные конвективные и фронтальные осадки нередко достигают экстремальных значений, особенно в зоне влияния тропических циклонов, проникающих на материк с юго-востока. Зимний период характеризуется малым количеством осадков преимущественно в твердой фазе. Среднегодовая сумма осадков варьирует от 400–600 мм на севере и в континентальных районах до 800–1200 мм и более на юго-восточном побережье и в горных районах Приморья и юга Хабаровского края.

Контрольные измерения сумм осадков для настройки и тестирования методик коррекции получены с 136 метеорологических станций Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, расположенных в пределах исследуемой территории. В работе использовались 12-часовые суммы осадков в период с мая по октябрь 2023–2025 гг., соответствующие метеорологическим полусуткам. Для части станций смена полусуток происходит в 00:00 и в 12:00 UTC, тогда как для других

станций полусутки сменяются в 09:00 и 21:00 UTC. Общее количество 12-часовых интервалов, когда были зафиксированы осадки на станциях, составило около 15 тысяч.

Спутниковые оценки осадков получены на основе измерений прибора АНІ, установленного на геостационарном спутнике Himawari-9, эксплуатируемом Японским метеорологическим агентством. Для расчета мгновенной интенсивности осадков применяется региональный нейросетевой алгоритм, использующий спектральные и текстурные характеристики осадкообразующей облачности, а также микро- и макрофизические параметры на ее верхней границе [1]. Алгоритм позволяет строить карты осадков с пространственным разрешением 2 км каждые 10 минут. По результатам проведенной валидации [1] средняя относительная ошибка определения интенсивности для данного алгоритма составила менее 50 % для различных градаций интенсивности, а количество накопленных сумм осадков за месяц оказалось наиболее близко к измерениям наземных станций в сравнении с данными GPM IMERG и численной прогностической модели CosmoRu-6. При этом было отмечено, что алгоритм имеет склонность к завышению количества накопленных осадков.

Таким образом, указанный алгоритм использовался для расчета карт сумм осадков путем интегрирования по времени значений мгновенной интенсивности. Результаты его работы используются в качестве входной информации для алгоритма коррекции.

Методы коррекции

Для коррекции полусуточных карт сумм осадков рассматривались описанные ниже методы.

Мультипликативная коррекция по среднему

Данный метод коррекции основан на определении среднего отношения наземных и спутниковых сумм осадков, где мультипликативный коэффициент k рассчитывается следующим образом:

$$k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{P_{obs,i}}{P_{sat,i}},$$

где n – количество пар значений, $P_{obs,i}$ и $P_{sat,i}$ – 12-часовая сумма осадков со станции и со спутника соответственно. Итоговое значение суммы осадков рассчитывается по формуле $P_{corr} = k \cdot P_{sat}$.

Медианная мультипликативная коррекция

Пусть имеется набор из n пар значений сумм осадков на станции P_{obs} и соответствующих им спутниковых оценок $P_{sat} : \{(P_{obs,1}, P_{sat,1}), (P_{obs,2}, P_{sat,2}), \dots, (P_{obs,n}, P_{sat,n})\}$. На основе этих пар

рассчитываются отношения в виде: $k_i = P_{obs,i} / P_{sat,i}$, $i = 1, 2, \dots, n$. Для отсортированного по возрастанию списка значений k_i определяется медианное значение коэффициента k . Итоговое значение скорректированной суммы определяется формулой $P_{corr} = k \cdot P_{sat}$.

Аддитивная коррекция

Аддитивная коррекция систематической ошибки рассчитывается как средняя разность наземных и спутниковых сумм, где аддитивный коэффициент q рассчитывается как

$$q = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{obs,i} - P_{sat,i}).$$

Корректированная сумма в данном случае рассчитывается как $q P_{corr} = P_{sat} + q$.

Квантильная коррекция

Данный вид коррекции основан на построении функции соответствия квантилей спутниковых и наземных сумм осадков [24]. Для каждого значения спутниковой суммы рассчитывается его квантиль τ в эмпирическом распределении спутниковых данных, после чего определяется обратная функция распределения наземных сумм:

$$P_{corr} = F_{obs}^{-1} (F_{sat} (P_{sat})),$$

где F_{sat} и F_{obs}^{-1} – прямая и обратная функции распределения, соответственно, для спутниковых и стационарных измерений осадков. F_{sat} рассчитывается следующим образом. Для отсортированных по возрастанию n спутниковых значений сумм осадков $P_{sat,1}, P_{sat,2}, \dots, P_{sat,n}$ определяется следующая функция:

$$F_{sat}(x) = \begin{cases} 0, & x < P_{sat,(1)}, \\ k/n, & P_{sat,(k)} \leq x < P_{sat,(k+1)}, k=1, 2, \dots, n-1, \\ 1, & x \geq P_{sat,(n)} \end{cases}$$

Для произвольного значения P_{sat} квантиль τ вычисляется как

$$\tau = F_{sat}(P_{sat}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n I(P_{sat,i} \leq P_{sat}),$$

где I – индикаторная функция (равна 1, если условие выполнено, либо 0 в противном случае).

Для F_{obs}^{-1} аналогично строится набор из m наземных 12-часовых сумм за то же окно обучения: $P_{obs,1}, P_{obs,2}, \dots, P_{obs,m}$. Затем данные сортируются по возрастанию и F_{obs}^{-1} определяется как

$$F_{obs}^{-1} = P_{sat,(k)}, k = \lfloor \tau \cdot (m+1) \rfloor,$$

где k – наименьшее целое число, удовлетворяющее представленному условию; $\lfloor \cdot \rfloor$ – функция взятия целой части с округлением вниз.

Квантильная коррекция с логарифмической экстраполяцией хвоста распределения

Данный тип коррекции позволяет точнее скорректировать экстремальные значения сумм осадков [22], где для квантилей ниже порога $\tau_{tail} = 95\%$ используется классическое отображение, а для значений выше порога применяется линейная регрессия в логарифмическом масштабе:

$$\ln(P_{corr}) = a \cdot \ln(P_{sat}) + b,$$

где коэффициенты a и b вычисляются методом наименьших квадратов:

$$(a, b) = \min_{a, b} \sum_{i \in \tau_{tail}} (\ln(P_{obs,i}^{tail}) - a \cdot \ln(P_{sat,i}^{tail}) - b)^2.$$

Метод обеспечивает плавный переход от эмпирического квантильного отображения к параметрической логарифмической экстраполяции в области экстремальных осадков, что позволяет избегать недооценки высоких значений осадков.

Параметрическое отображение через гамма-распределение

Метод заключается в том, чтобы аппроксимировать распределения спутниковых и наземных 12-часовых сумм осадков с помощью гамма-распределения, а затем выполнить коррекцию путем преобразования вероятностей из одного распределения в другое [20].

Пусть имеются наборы спутниковых и наземных наблюдений $P_{sat}^{valid} = \{P_{sat,i}\}_{i=1}^n$ и $P_{obs}^{valid} = \{P_{obs,i}\}_{i=1}^n$. Функция плотности гамма распределения с параметрами $\alpha > 0$ и $\Theta > 0$ имеет вид:

$$f(x | \alpha, \Theta) = \frac{1}{\Theta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\Theta},$$

где x – величина суммы осадков в мм; $\Theta^\alpha \Gamma(\alpha)$ – нормировочная константа, определяемая из интеграла плотности во всем диапазоне значений $(0, \infty)$; Γ – гамма-функция:

$$\Gamma(z) = \int_0^{\infty} t^{z-1} e^{-t} dt,$$

где t – переменная интегрирования; t^{z-1} – степень, аналогичная $x^{\alpha-1}$ в функции плотности вероятности.

Для спутниковых P_{sat}^{valid} и наземных P_{obs}^{valid} сумм отдельно вычисляются выборочные характеристики.

Среднее значение:

$$\bar{P}_{sat} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_{sat,i}, \quad \bar{P}_{obs} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_{obs,i}.$$

Выборочная дисперсия:

$$s_{sat}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{sat,i} - \bar{P}_{sat})^2, \quad s_{obs}^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_{obs,i} - \bar{P}_{obs})^2.$$

Параметры гамма-распределения оцениваются методом моментов. Для спутниковых сумм:

$$\hat{\Theta}_{sat} = \frac{s_{sat}^2}{\bar{P}_{sat}}, \quad \hat{\alpha}_{sat} = \frac{\bar{P}_{sat}^2}{s_{sat}^2}.$$

Для наземных сумм:

$$\hat{\Theta}_{obs} = \frac{s_{obs}^2}{\bar{P}_{obs}}, \quad \hat{\alpha}_{obs} = \frac{\bar{P}_{obs}^2}{s_{obs}^2}.$$

Преобразование текущего значения интенсивности осадков определяется следующим образом. Для текущей спутниковой суммы P_{sat} вычисляется вероятность через гамма-распределение:

$$\tau = F_{\Gamma}(P_{sat} | \hat{\alpha}_{sat}, \hat{\Theta}_{sat}) = \frac{\gamma(\hat{\alpha}_{sat}, P_{sat,i} / \hat{Q}_{sat})}{\Gamma(\hat{\alpha}_{sat})},$$

где γ – нижняя неполная гамма-функция, определяемая как

$$\gamma(s, x) = \int_0^x t^{s-1} e^{-t} dt,$$

где s – параметр, аналогичный α ; x – верхний предел интегрирования. После этого находится обратное значение в гамма-распределении наземных сумм:

$$P_{corr} = F_{\Gamma}^{-1}(\tau | \hat{\alpha}_{obs}, \hat{\Theta}_{obs}).$$

Таким образом, метод отображает значение спутниковой суммы осадков в пространство вероятностей с помощью гамма-распределения

для спутниковых измерений, а затем преобразует его обратно в пространство значений с помощью гамма-распределения для наземных данных. Это позволяет сохранить форму распределения осадков и улучшить их согласованность, особенно в области средних и высоких значений.

Метод локальной взвешенной регрессии

Локальная взвешенная регрессия представляет собой метод для построения нелинейной зависимости между спутниковыми и наземными суммами осадков [10]. Данный метод позволяет получить плавную сглаживающую кривую без жестких предположений о форме зависимости.

Для каждого значения спутниковой суммы P_{sat} строится локальная линейная регрессия в окрестности этой точки. Весовые коэффициенты для пар из обучающей выборки $(P_{obs,i}, P_{sat,i}), i = 1, 2, \dots, n$ убывают по мере увеличения расстояния от текущего P_{sat} . Ширина окрестности определяется параметром $frac$ – долей обучающих точек, включаемых в рассмотрение (в настоящей работе принимается равным 30%). Число точек, включаемых в окрестность, округляется вверх до ближайшего целого числа k . Это означает, что в окрестность текущей точки P_{sat} будет включено k ближайших точек из обучающей выборки, включая саму точку, если она совпадает с одной из обучающих. Для заданного P_{sat} все спутниковые суммы обучающей выборки сортируются по возрастанию, после чего вычисляются абсолютные расстояния от P_{sat} до каждой точки обучающей выборки:

$$d_i = |P_{sat,i} - P_{sat}|.$$

Затем эти расстояния сортируются по возрастанию, и ширина окрестности Δ принимается равной k -му расстоянию:

$$\Delta = d_{(k)} = d_{\lceil frac \cdot n \rceil},$$

где $\lceil \cdot \rceil$ – функция взятия целой части с округлением вверх.

Таким образом, область окрестности автоматически сужается в областях с высокой плотностью данных и расширяется в областях с редкими значениями. Веса каждой обучающей точки вычисляются с помощью трикубической функции

$$w_i = \begin{cases} \left(1 - \left| \frac{P_{sat,i} - P_{sat}}{\Delta} \right|^3 \right), & \text{если } |P_{sat,i} - P_{sat}| < \Delta. \\ 0, & \text{иначе} \end{cases}$$

Такая весовая функция обеспечивает максимальный вес в точке P_{sat} и плавное убывание до нуля на границе окна и нулевой вес за ее пределами.

На основе полученных весов решается задача взвешенной линейной регрессии:

$$\min_{a_0, a_1} \sum_{i=1}^n w_i (P_{obs,i} - (a_0 + a_1 P_{sat,i}))^2.$$

Решение дает локальные коэффициенты a_0 и a_1 , а скорректированное значение суммы осадков вычисляется как $P_{corr} = a_0 + a_1 \cdot P_{sat}$.

Для получения скорректированных значений спутниковых осадков применяется процедура интерполяции. Сглаженные значения, полученные методом локально взвешенной регрессии на подмножестве пар с положительными спутниковыми и наземными суммами осадков, рассматриваются как опорные точки функции коррекции. Эти точки упорядочиваются по возрастанию спутниковой суммы P_{sat} . Далее строится кусочно-линейная интерполирующая функция, которая аппроксимирует зависимость скорректированной суммы осадков от спутниковой суммы на всём диапазоне наблюдаемых значений P_{sat} . Применение кусочно-линейной интерполяции обеспечивает непрерывность и монотонность корректирующей зависимости в областях между опорными точками, сохраняя при этом вычислительную простоту и устойчивость к локальным особенностям данных.

Мультипликативно-аддитивный метод для малых и больших сумм

Данный метод сочетает в себе аддитивную коррекцию для малых сумм осадков и мультипликативную для больших [28], что особенно важно при выраженной нелинейности систематических ошибок спутниковых оценок: слабые суммы чаще завышаются на постоянную величину, а сильные на относительную. Выбор того или иного метода коррекции основан на пороговом значении T , принятом в настоящей работе равным 7 мм. При значении суммы ниже этого порога применяется аддитивная коррекция, а выше – мультипликативная.

Алгоритм коррекции

С использованием перечисленных методов был разработан программный алгоритм коррекции спутниковых сумм осадков, работающий по следующему принципу. На вход алгоритма подаются значения полусуточных сумм осадков за предшествующие текущей дате 8 суток. Затем независимо друг от друга применяются описанные методы коррекции для всех измерений в данном периоде по всем станциям в рассматриваемой области. Далее каждый метод оценивается с учетом среднеквадратичной ошибки до и после коррекции, и на основе этой информации выбирается наилучший метод, который в свою очередь применяется для коррекции суммы осадков текущего срока наблюдений. Период предшествующих измерений в количестве 8 суток был подобран эмпирически как наиболее оптимальный

между объемом вычислений, количеством измерений на станциях и влиянием сезонности. Алгоритм предназначен для применения в оперативном режиме к спутниковым измерениям на текущий день наблюдений.

Валидация

Реализованный алгоритм был протестирован на измерениях в период с мая по октябрь 2023–2025 гг. Итоговая статистика для оценки качества строилась на сопоставлении двух наборов данных по всем станциям и всем периодам: исходных спутниковых 12-часовых сумм и сумм после проведения процедуры коррекции. Анализ качества коррекции спутниковых оценок осадков проводился с использованием трех основных статистических показателей [28]: среднеквадратичной ошибки RMSE, систематического смещения Bias и коэффициента корреляции Пирсона (R). RMSE характеризует общую точность оценок и чувствительна как к систематическим, так и к случайным отклонениям. Bias отражает среднюю направленную разницу между спутниковыми и наземными значениями, позволяя оценить наличие постоянного завышения или занижения. R показывает степень линейной связи между спутниковыми и наземными суммами осадков и используется для оценки сохранения структуры пространственно-временной изменчивости. Анализ результатов проводился для декадных и месячных сумм осадков.

Декадные суммы осадков

На уровне декадных сумм коррекция в среднем обеспечила устойчивое улучшение качества данных: в среднем RMSE уменьшилась с 41.6 до 29.7 мм, Bias изменился с +10.1 до -4.8 мм, а корреляция незначительно снизилась с 0.79 до 0.77. В табл. 1 представлены ошибки, полученные для каждой декады до и после процедуры коррекции. Жирным шрифтом выделены наилучшие значения для каждого рассматриваемого временного периода. Для удобства анализа результатов в таблице дополнительно рассчитана относительная ошибка RE между значением RMSE и измеренным значением на станции.

Наиболее выраженное снижение RMSE зафиксировано в декадах с июня по август, где снижение RMSE составило до 44 %. Улучшение также наблюдалось в сентябрьских и октябрьских декадах, хотя и в меньшей степени. RMSE в данном случае уменьшилась на 41–46 %, Bias сократился на 21–33 %, корреляция увеличилась на 40–62 %. Наихудший результат был достигнут в мае, когда коррекция оказалась неэффективной.

Общий вывод по всем периодам подтверждает, что коррекция существенно повышает точность спутниковых оценок осадков в теплый период года и в осенние месяцы. В то же время в весенний период алгоритм не показал улучшений.

Таблица 1. Ошибка до и после коррекции, усредненная по декадным суммам осадков**Table 1.** Error before and after correction, averaged over ten-day precipitation amounts

Месяц	Декада	Кол-во точек	RMSE, мм	RE _{RMSE} , %	Bias, мм	RE _{Bias} , %	R
До коррекции							
Май	1	40	11,995	78,0	-6,307	-41,0	0,582
	2	109	24,933	69,7	-4,222	-11,8	0,641
	3	97	15,842	57,8	-6,224	-22,7	0,631
Июнь	1	98	22,401	51,7	-0,890	-2,1	0,907
	2	107	53,204	92,1	+11,464	+19,8	0,646
	3	117	33,674	70,6	+8,102	+17,0	0,793
Июль	1	121	25,935	66,9	-10,808	-27,9	0,588
	2	104	40,129	73,7	+13,859	+25,4	0,760
	3	102	66,784	94,2	+28,763	+40,6	0,712
Август	1	104	66,864	102,5	+34,263	+52,5	0,832
	2	100	40,866	74,3	+11,555	+21,0	0,714
	3	99	66,461	83,5	+34,908	+43,8	0,865
Сентябрь	1	105	64,180	128,7	+32,121	+64,4	0,412
	2	102	20,439	85,4	+3,201	+13,4	0,572
	3	82	45,710	140,4	+17,433	+53,5	0,819
Октябрь	1	67	26,803	162,5	+7,728	+46,9	0,652
	2	75	17,384	119,3	-1,668	-11,4	0,118
	3	58	14,458	73,9	-0,730	-3,7	0,550
После коррекции							
Май	1	40	13,781	89,6	-8,199	-53,3	0,477
	2	109	27,887	78,0	-8,802	-24,6	0,577
	3	97	18,980	69,3	-13,145	-48,0	0,628
Июнь	1	98	20,790	48,0	-12,325	-28,5	0,901
	2	107	32,750	56,7	-20,885	-36,1	0,704
	3	117	28,269	59,3	-10,744	-22,5	0,749
Июль	1	121	26,432	68,2	-14,400	-37,1	0,601
	2	104	31,258	57,4	-5,590	-10,3	0,750
	3	102	58,214	82,1	+12,225	+17,2	0,692
Август	1	104	37,709	57,8	+7,683	+11,8	0,811
	2	100	27,965	50,8	-8,457	-15,4	0,775
	3	99	39,472	49,6	-6,819	-8,6	0,849
Сентябрь	1	105	37,018	74,2	+7,196	+14,4	0,479
	2	102	19,955	83,4	+1,510	+6,3	0,493
	3	82	20,973	64,4	+4,373	+13,4	0,859
Октябрь	1	67	18,412	111,6	+0,511	+3,1	0,450
	2	75	15,220	104,4	-7,668	-52,6	0,098
	3	58	14,033	71,8	-6,322	-32,3	0,563

Из результатов работы алгоритма также можно отметить сезонную специфику.

1. В период с июня по август наиболее часто для коррекции осадков применяется метод локальной взвешенной регрессии, что связано с наибольшим количеством осадков в этом периоде. Немного реже применялся мультипликативно-аддитивный метод.

2. В более холодные периоды (май, сентябрь, октябрь) чаще применялись методы на основе квантильной коррекции.

3. В мае были достигнуты наихудшие результаты коррекции, что вызвано меньшим количеством осадков и их слабой интенсивностью в этом периоде.

Месячные суммы осадков

На уровне месячных сумм коррекция в среднем обеспечила умеренное улучшение качества данных: RMSE уменьшилась с 82.8 до 55.5 мм, Bias сократился с +24.7 до -11.7 мм, R при этом остался на уровне 0.87. Наилучшие результаты были достигнуты в августе в период наиболее интенсивных осадков, когда ошибка RMSE уменьшилась на 52 %. В табл. 2 представлена ошибка RMSE по месяцам, а на рис. 2 – диаграмма распределения значений до и после коррекции.

Таблица 2. Ошибка до и после коррекции, усредненная по месячным суммам осадков

Table 2. Error before and after correction, averaged over monthly precipitation amounts

Месяц	Кол-во точек	RMSE, мм	RE _{RMSE} , %	Bias, мм	RE _{Bias} , %	R
До коррекции						
Май	114	35,424	56,3	-11,546	-18,4	0,729
Июнь	127	76,874	61,0	+16,436	+13,0	0,907
Июль	126	89,147	63,9	+24,344	+17,4	0,863
Август	109	133,146	72,0	+74,998	+40,5	0,900
Сентябрь	110	97,514	103,7	+46,625	+49,6	0,658
Октябрь	96	36,534	105,3	+3,649	+10,5	0,616
После коррекции						
Май	114	40,400	64,3	-22,478	-35,7	0,681
Июнь	127	53,903	42,8	-37,005	-29,4	0,909
Июль	126	78,728	56,4	-8,545	-6,1	0,831
Август	109	64,459	34,8	-6,622	-3,6	0,884
Сентябрь	110	56,635	60,2	+11,529	+12,3	0,677
Октябрь	96	28,689	82,7	-9,454	-27,2	0,548

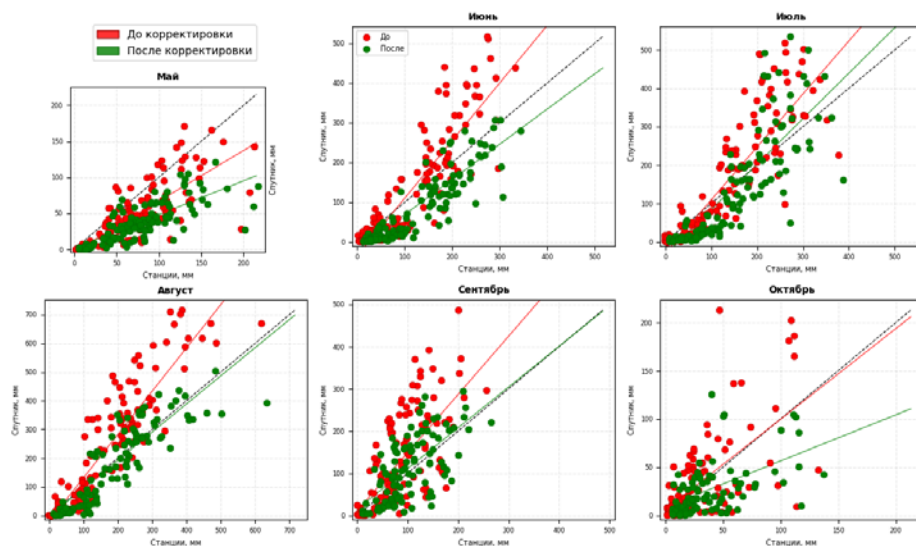


Рис. 2. Распределение сумм осадков по месяцам.
Fig. 2. Distribution of precipitation amounts by month.

Обсуждение результатов

Полученные результаты демонстрируют, что разработанный оперативный метод коррекции спутниковых оценок осадков Himawari-9 позволяет существенно повысить качество 12-часовых сумм осадков на территории Дальнего Востока России в теплый период года. В частности, удалось снизить среднеквадратичную ошибку RMSE на 25 % для декадных сумм и на 30 % для месячных значений, что сопоставимо с результатами, полученными в других регионах с использованием более плотных сетей наблюдений [23, 25]. При этом используемый алгоритм адаптирован к условиям ограниченного количества наземных измерений и предназначен для работы в оперативном режиме.

Наиболее важным результатом является выраженная сезонная зависимость эффективности коррекции. В летний период, а также ранней осенью метод стабильно снижает RMSE до 45 % как на месячных, так и на декадных суммах осадков и уменьшает по модулю ошибку Bias. Это объясняется высокой интенсивностью и конвективным характером осадков в теплый период, когда спутниковые алгоритмы чаще завышают интенсивность осадков. Коррекция в этих условиях эффективно компенсирует систематические ошибки и улучшает воспроизведение как средних, так и экстремальных значений.

Стоит отметить, несмотря на значительное снижение среднеквадратичной ошибки, коэффициент корреляции после проведения процедуры коррекции остается приблизительно на том же уровне, что и до нее. Это говорит о том, что сама процедура коррекции носит усредняющий характер, занижая значения больших осадков и увеличивая их для малых

сумм. Причины подобного поведения связаны с неидеальным соответствием осадков у Земли и на верхней границе облаков. Поскольку алгоритмы оценки осадков по спутниковым ИК-измерениям позволяют измерить количество осадков по косвенным признакам (яркостной температуре в ИК-канале, текстурной информации и др.), это может приводить к несоответствиям между предполагаемой и фактической величиной осадков. Кроме того, на координаты выпадения осадков у Земли может влиять ветровой снос, учесть который достаточно проблематично. Зачастую это приводит к пространственному рассогласованию между спутниковыми и наземными измерениями и является дополнительным источником ошибок.

В весенний период ни один из рассмотренных методов не позволил улучшить результат. Основные причины связаны с низкой репрезентативностью сети наземных станций в условиях сложного рельефа и температурных инверсий [15]. В весенний период переходные процессы, такие как таяние снега и смешанные фазы осадков, также являются одними из факторов снижения качества коррекции осадков. Кроме того, на данный результат также оказывают влияние ограничения самого алгоритма расчета осадков. Измерения малых интенсивностей по спутниковым данным носят в большей степени случайный характер, чем сильных осадков, поскольку в данном случае достаточно сложно оценить их количество без учета внутренней структуры облака, недоступной в ИК-диапазоне. В таких условиях применение нелинейных методов коррекции приводит к переоценке слабых осадков и подавлению более интенсивных событий, что ухудшает общее качество данных [24].

Заключение

В работе были рассмотрены методы коррекции полусуточных сумм осадков, получаемых по данным спутника Himawari-9, с использованием наземных измерений осадков по данным 136 метеорологических станций на территории Дальневосточного региона России. Подбор параметров для каждого метода осуществляется на основе предшествующих измерений осадков на протяжении 8 суток. Результирующая коррекция применяется с использованием метода, показавшего наименьшее значение среднеквадратичной ошибки RMSE.

Результаты оценки качества коррекции на декадных и месячных суммах осадков показали среднее снижение RMSE на 35 %. Наиболее значимое улучшение достигнуто в августе, когда RMSE снизилась на 52 мм. В то же время в весенний период коррекция оказалась неэффективной. Основные причины связаны с меньшим количеством фактических измерений осадков, их слабой интенсивностью и трудностями в их определении с использованием спутниковой ИК-радиометрии. Автоматический выбор наиболее подходящего метода коррекции позволяет частично компенсировать ошибку количественного определения осадков по спутниковым данным в теплый период года.

Таким образом, разработанный алгоритм коррекции может быть использован в оперативной работе в регионах с невысокой плотностью наземной сети метеорологических станций в теплый период наиболее интенсивных осадков. Помимо вспомогательного инструмента для мониторинга и прогнозирования гидрологических явлений, алгоритм может использоваться и в климатических исследованиях.

Благодарность: Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-77-00011, <https://rscf.ru/project/23-77-00011/>. В работе использовались ресурсы Центра коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа данных спутниковых наблюдений Института космических исследований Российской академии наук для решения задач изучения и мониторинга окружающей среды (ЦКП «ИКИ-Мониторинг»).

Acknowledgments: This study supported by the Russian Science Foundation (grant 23-77-00011, <https://rscf.ru/en/project/23-77-00011/>). In this work the resources of the “the IKI Center for Collective Use of Satellite Data Archiving, Processing and Analysis Systems Aimed at Solving the Problems of Environmental Study and Monitoring” (СКР “ИКИ-Monitoring”) were used.

Список литературы

1. Андреев А.И., Филей А.А., Мальковский С.И. Метод количественной оценки осадков на основе измерений Himawari-8/9 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21, № 5. С. 20-35. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-5-20-35
2. Волкова Е.В. Определение сумм осадков по данным радиометров SEVIRI/Meteosat-9, 10 и AVHRR/NOAA для Европейской территории России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Vol. 11, № 4. P. 163.
3. Гаврилов А.А. Эндогенная геоморфология в Тихоокеанском институте географии: история исследований // Тихоокеанская география. 2021. № 3 (7). P. 31-42. DOI: 10.35735/26870509_2021_7_31
4. Arkin P., Meisner B.N. The Relationship between Large-Scale Convective Rainfall and Cold Cloud over the Western Hemisphere during 1982–1984 // Mon. Weather. Rev. 1987. Vol. 115. P. 51-74. DOI: 10.1175/1520-0493(1987)115<0051:TRBLSC>2.0.CO;2
5. Baez-Villanueva O.M., Zambrano-Bigiarini M., Beck H.E., McNamara I., Ribbe L., Nauditt A., Birkel C., Verbist K., Giraldo-Osorio J.D., Thinh N.X. RF-MEP: A novel Random Forest method for merging gridded precipitation products and ground-based measurements // Remote Sensing of Environment. 2020. Vol. 239. P. 111606. DOI: 10.1016/j.rse.2019.111606
6. Bessho K., Date K., Hayashi M., Ikeda A., Imai T., Inoue H., Kumagai Y., Miyakawa T., Murata H., Ohno T., Okuyama A., Oyama R., Sasaki Y., Shimazu Y., Shimoji K., Sumida Y., Suzuki M., Taniguchi H., Tsuchiyama H., Uesawa D., Yokota H., Yoshida R. An introduction to Himawari-8/9 — Japan’s new-generation geostationary meteorological satellites // J. Meteorological Society of Japan. Ser. II. 2016. Vol. 94, is. 2. P. 151-183. DOI: 10.2151/jmsj.2016-009
7. Boushaki F.I., Hsu K.L., Sorooshian S., Park G.H., Mahani S., Shi W. Bias adjustment of satellite precipitation estimation using ground-based measurement: A case study evaluation over the southwestern United States // Journal of Hydrometeorology. 2009. Vol. 10, no. 5. P. 1231-1242. DOI: 10.1175/2009JHM1099.1
8. Chao L., Zhang K., Li Z., Zhu Y., Wang J., Yu Z. Geographically weighted regression based methods for merging satellite and gauge precipitation // Journal of Hydrology. 2018. Vol. 558. P. 275-289. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2018.01.042
9. Chen S., Xiong L., Ma Q., Kim J.S., Chen J., Xu C.Y. Improving daily spatial precipitation estimates by merging gauge observation with multiple satellite-based precipitation products based on the geographically weighted ridge regression method // Journal of Hydrology. 2020. Vol. 589. P. 125156. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.125156

10. Cleveland W.S. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots // Journal of the American statistical association. 1979. Vol. 74, no. 368. P. 829-836. DOI: 10.1080/01621459.1979.10481038
11. Huffman G.J., Bolvin D.T., Braithwaite D., Hsu K., Joyce R., Kidd C., Nelkin E.J., Sorooshian S., Tan J., Xie P. NASA global precipitation measurement (GPM) integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG) // Algorithm theoretical basis document (ATBD) version. 2015. Vol. 4, no. 26. P. 30
12. Jiang D., Hu D., Tian Z., Lang X. Differences between CMIP6 and CMIP5 models in simulating climate over China and the East Asian monsoon // Advances in Atmospheric Sciences. 2020. Vol. 37, no. 10. P. 1102-1118. DOI: 10.1007/s00376-020-2034-y
13. Joyce R.J., Janowiak J.E., Arkin P.A., Xie P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution // Journal of Hydrometeorology. 2004. Vol. 5, no. 3. P. 487-503. DOI: 10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2
14. Karbalaee N., Hsu K., Sorooshian S., Braithwaite D. Bias adjustment of infrared-based rainfall estimation using passive microwave satellite rainfall data // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2017. Vol. 122, no. 7. P. 3859-3876. DOI: 10.1002/2016JD026037
15. Kattirae-Boroujerdy P.S., Naeini M.R., Asanjan A.A., Chavoshian A., Hsu K., Sorooshian S. Bias correction of satellite-based precipitation estimations using quantile mapping approach in different climate regions of Iran // Remote Sensing. 2020. Vol. 12, no. 13. P. 2102. DOI: 10.3390/rs12132102
16. Kidd C., Huffman G. Global precipitation measurement // Meteorological Applications. 2011. Vol. 18, no. 3. P. 334-353. DOI: 10.1002/met.284
17. Krajewski W.F., Villarini G., Smith J.A. Radar-rainfall uncertainties: Where are we after thirty years of effort? // Bulletin of the American Meteorological Society. 2010. Vol. 91, no. 1. P. 87-94. DOI: 10.1175/2009BAMS2747.1
18. Maggioni V., Massari C. On the performance of satellite precipitation products in riverine flood modeling: A review // Journal of hydrology. 2018. Vol. 558. P. 214-224. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2018.01.039
19. Park N.W., Kyriakidis P.C., Hong S. Geostatistical integration of coarse resolution satellite precipitation products and rain gauge data to map precipitation at fine spatial resolutions // Remote Sensing. 2017. Vol. 9, no. 3. P. 255. DOI: 10.3390/rs9030255
20. Piani C., Haerter J.O., Coppola E. Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe // Theoretical and applied climatology. 2010. Vol. 99, no. 1. P. 187-192. DOI: 10.1007/s00704-009-0134-9
21. Ringard J., Seyler F., Linguet L. A quantile mapping bias correction method based on hydroclimatic classification of the Guiana shield // Sensors. 2017. Vol. 17, no. 6. P. 1413. DOI: 10.3390/s17061413
22. Roldin M., Fryd O., Jeppesen J., Mark O., Binning P.J., Mikkelsen P.S., Jensen M.B. Modelling the impact of soakaway retrofits on combined sewage overflows in a 3 km² urban catchment in Copenhagen, Denmark // Journal of Hydrology. 2012. Vol. 452. P. 64-75. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.05.027
23. Tesfagiorgis K., Mahani S.E., Krakauer N.Y., Khanbilvardi R. Bias correction of satellite rainfall estimates using a radar-gauge product—a case study in Oklahoma (USA) // Hydrology and Earth System Sciences. 2011. Vol. 15, no. 8. P. 2631-2647. DOI: 10.5194/hess-15-2631-2011
24. Themeßl M.J., Gobiet A., Leuprecht A. Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models // International Journal of Climatology. 2011. Vol. 31, no. 10. P. 1530-1544. DOI: 0.1002/joc.2168
25. Tian Y., Peters-Lidard C.D., Eylander J.B. Real-time bias reduction for satellite-based precipitation estimates // Journal of Hydrometeorology. 2010. Vol. 11, no. 6. P. 1275-1285. DOI: 10.1175/2010JHM1246.1
26. Upadhyaya S.A., Kirstetter P.E., Gourley J.J., Kuligowski R.J. On the propagation of satellite precipitation estimation errors: From passive microwave to infrared estimates // Journal of hydrometeorology. 2020. Vol. 21, no. 6. P. 1367-1381. DOI: 10.1175/JHM-D-19-0293.1
27. Velasquez P., Messmer M., Raible C.C. A new bias-correction method for precipitation over complex terrain suitable for different climate states: a case study using WRF (version 3.8.1) // Geoscientific Model Development. 2020. Vol. 13, no. 10. P. 5007-5027. DOI: 10.5194/gmd-13-5007-2020

28. Wilks D.S. Statistical methods in the atmospheric sciences // International Geophysics Series. 2011. Vol. 100. 649 с.

29. Xie P., Joyce R., Wu S., Yoo S.-H., Yarosh Y., Sun F., Lin R. Reprocessed, bias-corrected CMORPH global high-resolution precipitation estimates from 1998 // Journal of Hydrometeorology. 2017. Vol. 18, no. 6. P. 1617-1641. DOI: 10.1175/JHM-D-16-0168.1

30. Zambrano-Bigiarini M., Nauditt A., Birkel C., Verbist K., Ribbe L. Temporal and spatial evaluation of satellite-based rainfall estimates across the complex topographical and climatic gradients of Chile // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2017. Vol. 21. P. 1295-1320. DOI: 10.5194/hess-21-1295-2017

References

1. Andreev A.I. Filey A.A., Malkovsky S.I. A Method of Quantitative Rainfall Estimation Based on Himawari-8/9 Measurements. *Cosmic Research*, 2025, vol. 63, suppl. 1, pp. S1-S11. DOI: 10.1134/S0010952525601847

2. Volkova E.V. Estimation of precipitation amount using SEVIRI/Meteosat-9 and AVHRR/NOAA data for the European territory of Russia. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa [Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space]*, 2014, vol. 11, no. 4, P. 163 [in Russ.].

3. Gavrilov A.A. Endogennaya geomorfologiya v Tihookeanskom institute geografii: istoriya issledovaniy [Endogenous Geomorphology at the Pacific Institute of Geography: A History of Research]. *Tihookeanskaya geografiya [Pacific geography]*, 2021, no. 3(7), pp. 31-42. DOI 10.35735/26870509_2021_7_31 [in Russ.].

4. Arkin P., Meisner B.N. The Relationship between Large-Scale Convective Rainfall and Cold Cloud over the Western Hemisphere during 1982–1984. *Mon. Weather. Rev.*, 1987, vol. 115, pp. 51-74. DOI: 10.1175/1520-0493(1987)115<0051:TRBLSC>2.0.CO;2

5. Baez-Villanueva O.M., Zambrano-Bigiarini M., Beck H.E., McNamara I., Ribbe L., Nauditt A., Birkel C., Verbist K., Giraldo-Osorio J.D., Thin N.X. RF-MEP: A novel Random Forest method for merging gridded precipitation products and ground-based measurements. *Remote Sensing of Environment*, 2020, vol. 239, p. 111606. DOI: 10.1016/j.rse.2019.111606

6. Bessho K., Date K., Hayashi M., Ikeda A., Imai T., Inoue H., Kumagai Y., Miyakawa T., Murata H., Ohno T., Okuyama A., Oyama R., Sasaki Y., Shimazu Y., Shimoji K., Sumida Y., Suzuki M., Taniguchi H., Tsuchiyama H., Uesawa D., Yokota H., Yoshida R. An introduction to Himawari-8/9 — Japan's new-generation geostationary meteorological satellites. *J. Meteorological Society of Japan*, ser. II, 2016, vol. 94, is. 2, pp. 151-183. DOI: 10.2151/jmsj.2016-009

7. Boushaki F.I., Hsu K.L., Sorooshian S., Park G.H., Mahani S., Shi W. Bias adjustment of satellite precipitation estimation using ground-based measurement: A case study evaluation over the southwestern United States. *Journal of Hydrometeorology*, 2009, vol. 10, no 5, pp. 1231-1242. DOI: 10.1175/2009JHM1099.1.

8. Chao L., Zhang K., Li Z., Zhu Y., Wang J., Yu Z. Geographically weighted regression based methods for merging satellite and gauge precipitation. *Journal of Hydrology*, 2018, vol. 558, pp. 275-289. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2018.01.042

9. Chen S., Xiong L., Ma Q., Kim J.S., Chen J., Xu C.Y. Improving daily spatial precipitation estimates by merging gauge observation with multiple satellite-based precipitation products based on the geographically weighted ridge regression method. *Journal of Hydrology*, 2020, vol. 589, pp. 125156. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2020.125156

10. Cleveland W.S. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. *Journal of the American statistical association*, 1979, vol. 74, no. 368, pp. 829-836. DOI: 10.1080/01621459.1979.10481038

11. Huffman G.J., Bolvin D.T., Braithwaite D., Hsu K., Joyce R., Kidd C., Nelkin E.J., Sorooshian S., Tan J., Xie P. NASA global precipitation measurement (GPM) integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG). *Algorithm theoretical basis document (ATBD) version*, 2015, vol. 4, no. 26, pp. 30.

12. Jiang D., Hu D., Tian Z., Lang X. Differences between CMIP6 and CMIP5 models in simulating climate over China and the East Asian monsoon. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2020, vol. 37, no. 10, pp. 1102-1118. DOI: 10.1007/s00376-020-2034-y

13. Joyce R.J., Janowiak J.E., Arkin P.A., Xie P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of hydrometeorology*, 2004, vol. 5, no. 3, pp. 487-503. DOI: 10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2

14. Karbalaee N., Hsu K., Sorooshian S., Braithwaite D. Bias adjustment of infrared-based rainfall estimation using passive microwave satellite rainfall data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, vol. 122, no. 7, pp. 3859-3876. DOI: 10.1002/2016JD026037
15. Katiraie-Boroujerdy P.S., Naeini M.R., Asanjan A.A., Chavoshian A., Hsu K., Sorooshian S. Bias correction of satellite-based precipitation estimations using quantile mapping approach in different climate regions of Iran. *Remote Sensing*, 2020, vol. 12, no. 13, p. 2102. DOI: 10.3390/rs12132102
16. Kidd C., Huffman G. Global precipitation measurement. *Meteorological Applications*, 2011, vol. 18, no. 3, pp. 334-353. DOI: 10.1002/met.284
17. Krajewski W.F., Villarini G., Smith J.A. Radar-rainfall uncertainties: Where are we after thirty years of effort?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2010, vol. 91, no. 1, pp. 87-94. DOI: 10.1175/2009BAMS2747.1
18. Maggioni V., Massari C. On the performance of satellite precipitation products in riverine flood modeling: A review. *Journal of hydrology*, 2018, vol. 558, pp. 214-224. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2018.01.039
19. Park N.W., Kyriakidis P.C., Hong S. Geostatistical integration of coarse resolution satellite precipitation products and rain gauge data to map precipitation at fine spatial resolutions. *Remote Sensing*, 2017, vol. 9, no. 3, p. 255. DOI: 10.3390/rs9030255
20. Piani C., Haerter J.O., Coppola E. Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and applied climatology*, 2010, vol. 99, no. 1, pp. 187-192. DOI: 10.1007/s00704-009-0134-9
21. Ringard J., Seyler F., Linguet L. A quantile mapping bias correction method based on hydroclimatic classification of the Guiana shield. *Sensors*, 2017, vol. 17, no. 6, p. 1413. DOI: 10.3390/s17061413
22. Roldin M., Fryd O., Jeppesen J., Mark O., Binning P.J., Mikkelsen P.S., Jensen M.B. Modelling the impact of soakaway retrofits on combined sewage overflows in a 3 km² urban catchment in Copenhagen, Denmark. *Journal of Hydrology*, 2012, vol. 452, pp. 64-75. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.05.027
23. Tesfagiorgis K., Mahani S.E., Krakauer N.Y., Khanbilvardi R. Bias correction of satellite rainfall estimates using a radar-gauge product—a case study in Oklahoma (USA). *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, vol. 15, no. 8, pp. 2631-2647. DOI: 10.5194/hess-15-2631-2011
24. Themeßl M. J., Gobiet A., Leuprecht A. Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *International Journal of Climatology*, 2011, vol. 31, no. 10, pp. 1530-1544. DOI: 0.1002/joc.2168
25. Tian Y., Peters-Lidard C.D., Eylander J.B. Real-time bias reduction for satellite-based precipitation estimates. *Journal of Hydrometeorology*, 2010, vol. 11, no. 6, pp. 1275-1285. DOI: 10.1175/2010JHM1246.1
26. Upadhyaya S.A., Kirstetter P.E., Gourley J.J., Kuligowski, R.J. On the propagation of satellite precipitation estimation errors: From passive microwave to infrared estimates. *Journal of hydrometeorology*, 2020, vol. 21, no. 6, pp. 1367-1381. DOI: 10.1175/JHM-D-19-0293.1
27. Velasquez P., Messmer M., Raible C.C. A new bias-correction method for precipitation over complex terrain suitable for different climate states: a case study using WRF (version 3.8. 1). *Geoscientific Model Development*, 2020, vol. 13, no. 10, pp. 5007-5027. DOI: 10.5194/gmd-13-5007-2020
28. Wilks D.S. Statistical methods in the atmospheric sciences. Oxford: Academic press, 3rd ed., 2011, vol. 100.
29. Xie P., Joyce R., Wu S., Yoo S.-H., Yarosh Y., Sun F., Lin R. Reprocessed, bias-corrected CMORPH global high-resolution precipitation estimates from 1998. *Journal of Hydrometeorology*, 2017, vol. 18, no. 6, p. 1617-1641. DOI: 10.1175/JHM-D-16-0168.1
30. Zambrano-Bigiarini M., Nauditt A., Birkel C., Verbist K., Ribb L. Temporal and spatial evaluation of satellite-based rainfall estimates across the complex topographical and climatic gradients of Chile. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2017, vol. 21, pp. 1295-1320. DOI: 10.5194/hess-21-1295-2017

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-88-105>

УДК 551.46

**Оценка результатов усвоения спутниковой
альтиметрии в одноградусной версии модели NEMO
с использованием взаимосвязи между уровнем океана
и вертикальными смещениями профилей
температуры и солёности воды**

***В.Н. Степанов, Ю.Д. Реснянский,
Б.С. Струков, А.А. Зеленько***

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
vlnt@mecom.ru, resn@mecom.ru*

Представлены результаты проверки метода усвоения данных спутниковой альтиметрии, входящего в систему усвоения NEMOVAR Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF) и основанного на использовании взаимосвязи между уровнем океана и вертикальными смещениями профилей температуры и солёности воды. Проверяемый метод встраивается в действующую в Гидрометцентре России систему усвоения океанографических данных (СУОД) с одноградусным пространственным разрешением расчетной модели NEMO. Помимо альтиметрии в рассматриваемой версии СУОД усваиваются данные профилирующих буев Арго по вертикальным распределениям температуры и солёности воды с использованием вариационного 3d-Var анализа, а также данные по температуре поверхности океана и сплоченности морского льда с использованием релаксационных процедур. Показано, что проверяемый метод обеспечивает уменьшение осредненной по Мировому океану среднеквадратичной ошибки воспроизведения моделью уровня поверхности океана с 6,8 до 5,4 см, но не позволяет при использованном невысоком пространственном разрешении уточнить воспроизведение термохалинных полей.

Ключевые слова: усвоение океанографических данных, модель NEMO, данные Арго, спутниковая альтиметрия

**Evaluating application of the satellite altimetry
assimilation method in the one-degree NEMO model
using the relationship between sea level
and vertical displacements
of water temperature and salinity profiles**

***V.N. Stepanov, Yu.D. Resnyanskii,
B.S. Strukov, A.A. Zelenko***

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia
vlnt@mecom.ru, resn@mecom.ru*

The results of a validation study of a satellite altimetry assimilation method, which is a part of the NEMOVAR assimilation system of the European Centre for Medium-Range Forecasts (ECMWF), are presented. The method utilizes a relationship between sea level and vertical displacements in water temperature and salinity profiles. The validated method is integrated into the ocean data assimilation system (ODAS) currently used at the Hydro-meteorological Research Center of the Russian Federation using the one-degree NEMO numerical model. In addition to altimetry, the analyzed ODAS version assimilates Argo profiling float data on the vertical water temperature and salinity distributions using 3D-Var variational analysis, as well as sea surface temperature and sea ice concentration data using relaxation procedures. It is shown that the tested method provides a reduction in the error in reproducing the ocean surface level by the model from 6.8 to 5.4 cm, but does not improve the simulation of thermohaline fields due to the low model resolution.

Keywords: ocean data assimilation, NEMO model, Argo data, satellite altimetry

Введение

Современные подходы к оперативному гидрометеорологическому обеспечению морской деятельности все в большей степени базируются на использовании численных гидродинамических моделей. Такие модели становятся основным инструментом для прогнозирования состояния климатической системы и морской среды, как составной ее части, на временных масштабах от нескольких дней до столетий. Способность моделей прогнозировать изменения состояния морской среды в рамках такого подхода в значительной степени зависит от задания начальных условий. Подготовка этих условий осуществляется путем усвоения океанографических данных. Процедуры усвоения данных являются составной частью систем оперативной океанологии, обеспечивающей получение диагностических и прогнозных оценок состояния морской среды в режиме, близком к реальному времени [3, 5, 6, 10, 11, 25, 34, 36].

Среди усваиваемых данных важное место занимает спутниковая информация, которая становится главным источником глобальных данных для анализа ледовых условий, состояния ветрового волнения, поверхностной температуры и солености воды, а также уровня морской поверхности, измеряемого в открытом океане средствами спутниковой альтиметрии.

В [32] дан обзор методов усвоения спутниковой альтиметрии. В основном это вариационные (3d-Var, 4d-Var) методы [1, 2, 23, 27, 42] и методы с использованием ансамблевого фильтра Калмана (Ensemble Kalman Filter, EnKF) или его упрощенной версии – ансамблевой оптимальной интерполяции (Ensemble Optimal Interpolation, EnOI) [7, 18]. Хотя в последнее время активно развиваются новые методы усвоения данных, в которых либо используется метод частиц, основанный на реализации Лагранжевого подхода [39], или применяется Байесовский метод максимизации условной вероятности [40].

В оперативном режиме чаще всего используются вариационные методы усвоения, поскольку реализация ансамблевого фильтра Калмана связана со значительными вычислительными затратами. Спутниковые

альтиметрические данные (наряду с другими данными наблюдений) усваиваются, в частности, в Европейском центре среднесрочных прогнозов (ECMWF) [45] в рамках системы вариационной ассимиляции данных NEMOVAR с расчетной моделью океана NEMO. В настоящей статье рассматривается применение метода, изложенного в [27, 42], к усвоению спутниковой альтиметрии океанской моделью NEMO [24] с одноградусным пространственным разрешением.

Усваиваемая альтиметрия

При усвоении данных об уровне поверхности обычно используются аномалии уровня моря (SLA), регистрируемые с помощью спутниковой альтиметрии AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data, <http://www.aviso.oceanobs.com/en/data/products/sea-surface-height-products/global/sla/index.html>). Спутниковые аномалии SLA отсчитываются относительно некоторого отсчетного уровня, так называемой средней динамической топографии (Mean Dynamic Topography, MDT). В качестве MDT можно использовать данные гравитационной миссии GRACE: RIO09 MDT [30]. Однако, как было отмечено в [41], без надлежащей коррекции систематической ошибки наблюдения использование такой MDT может привести при усвоении SLA к сильным возмущениям в модельных полях на шаге анализа. Поэтому часто в качестве отсчетного уровня при усвоении SLA используют осредненную за некий период модельную уровеньную поверхность, полученную в предыдущем реанализе (см., например, [27, 45]). В настоящей работе в качестве модельного отсчетного уровня используется средняя за период 2003–2010 гг. уровеньная поверхность, полученная в расчете с моделью NEMO без усвоения данных (далее – эксперимент FREE).

На рис. 1 показаны средние за период 2010–2014 гг. стандартные отклонения уровня моря (SD), соответствующие данным AVISO (рис. 1а) и данным одноградусного реанализа, выполненного с использованием ансамблевого фильтра Калмана [14] (рис. 1б, в). На рис. 1б представлены модельные SD, полученные с усвоением данных Арго и температуры поверхности океана (ТПО), а на рис. 1в – результаты этого же реанализа, но с дополнительным усвоением уровеньной поверхности. Из-за невысокого разрешения полученная в модельных расчетах изменчивость уровня моря (рис. 1б, в) существенно меньше наблюдаемой (рис. 1а), хотя дополнительное усвоение уровеньной поверхности несколько повышает качественное согласие с данными AVISO (рис. 1в).

Усвоение SLA с высоким пространственным разрешением вдоль спутниковых треков в моделях с невысоким пространственным разрешением является непростой задачей, поскольку изменчивость SLA с высоким пространственным разрешением невозможно воспроизвести моделями с грубым пространственным разрешением (см. рис. 1). Чтобы уменьшить влияние мелкомасштабной изменчивости при усвоении моделями с невысоким

разрешением данных, содержащих такую изменчивость, разрабатываются разные схемы адаптации, которые создают на более грубой сетке, приближенной к модельному разрешению, «треки спутников» с данными наблюдений, соответствующими наблюдениям, полученным за тот же день, с координатами, близкими к координатам грубой сетки (“superob” grid, согласно работе [27]). В дальнейшем в [45] использовался метод прореживания данных SLA путем «стратифицированной случайной» выборки [44], в результате которой отбираются наблюдения SLA с повышенной локальной изменчивостью, но с уменьшенными стандартными отклонениями ошибок наблюдения. Другим преимуществом усвоения SLA вдоль спутниковых треков (кроме сохранения повышенной локальной изменчивости этих аномалий) является то, что при усвоении наклона SLA вдоль пути в моделях с высоким разрешением информация о среднем значении уровня поверхности вдоль трека не требуется (см., например, [23]).

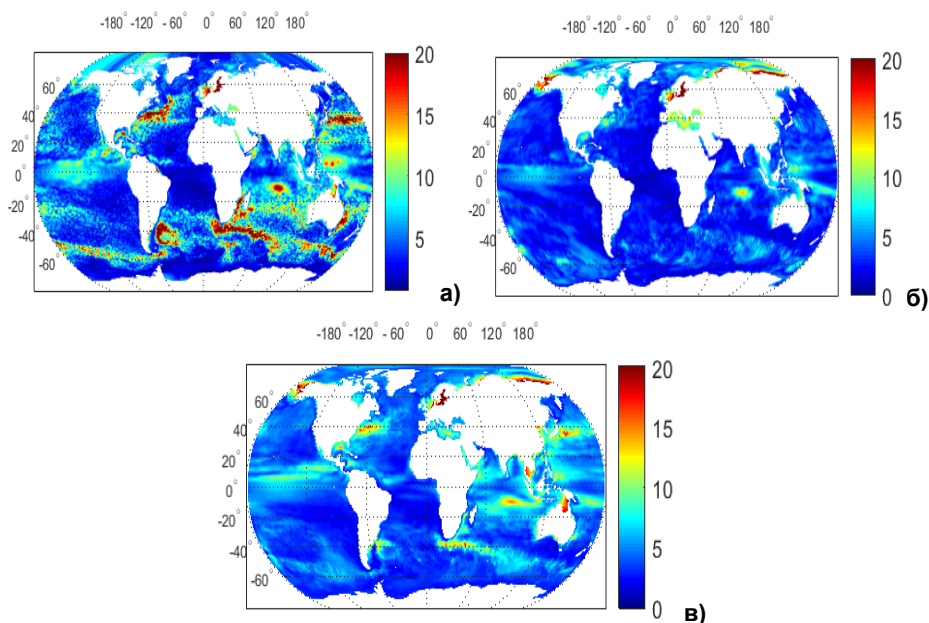


Рис. 1. Средние за период 2010–2014 гг. стандартные отклонения (SD) для данных AVISO (а); реанализа [14] без усвоения уровня поверхности (б); такого же реанализа с дополнительным усвоением уровня поверхности (в).

Fig. 1. Standard deviations (SD) averaged for the period 2010-2014 for AVISO (a); reanalysis [14] without sea level assimilation (б); the same reanalysis with additional sea level assimilation (в).

Однако легче использовать более простую реализацию, когда для усвоения SLA используется выборка из альтиметрических данных, полученных путем оптимальной интерполяции исходных спутниковых наблюдений на регулярную мелкую сетку (см, например, [35, 43]).

Работы, в которых усваивались спутниковые данные по уровню и температуре поверхности океана, свидетельствуют о положительном влиянии спутниковых данных на реконструкцию изменчивости циркуляции верхнего слоя океана, причем уменьшение ошибки для модельных полей температуры (T) и солености (S) имеет место и для глубоких слоев до 500–700 м [7, 16, 35]. В частности, удается восстановить трехмерные поля температуры и солености в глубоководной акватории Черного моря, ограниченной изобатой 500 м, на основе совместной обработки ежесуточных спутниковых альтиметрических наблюдений и малочисленных профильных измерений температуры и солености на гидрологических станциях в период 1993–2002 гг. [8, 9]. Возможность такого восстановления служит подтверждением существования взаимосвязи изменений уровня поверхности с циркуляцией верхнего слоя океана.

Используемый алгоритм

В системе NEMOVAR инкременты переменных вектора состояния имеют две компоненты: сбалансированную составляющую, которая физически или статистически связана с так называемой контрольной переменной (а именно, с потенциальной температурой T) и несбалансированные компоненты, вычисляемые на шаге анализа при ассимиляции через применяемую систему усвоения данных 3D-Var. В NEMOVAR сбалансированные компоненты рассчитываются для T , S , а также для горизонтальных компонент скорости. В настоящей работе мы используем сбалансированные компоненты только для T и S , предполагая, что поле скоростей приспособляется быстро к полям T и S за счет выполнения геострофических соотношений. Отметим, что были выполнены дополнительные эксперименты с одноградусной моделью океанской циркуляции, когда рассчитывались сбалансированные компоненты для горизонтальных компонент скорости, но модельные результаты не изменились. Возможно, для модели с более высоким разрешением использование сбалансированных компонент для горизонтальных компонент скорости может привести к более заметным отличиям в модельных результатах.

В [20] (далее – как CH96) предложен алгоритм, в котором предполагается, что различиям между модельным уровнем моря (SSH) и уровнем, полученным со спутника (SLA), могут быть сопоставлены вертикальные смещения водного столба. Разность между модельной аномалией уровня моря ξ и уровнем, полученным со спутника, ξ_A приводит к изменению положения изопикн вследствие вертикальных смещений профилей T и S , происходящих таким образом, чтобы давление на дне океана оставалось неизменным. Применение этого алгоритма оправдано при наличии стратификации океанских вод. Поэтому он не может применяться в полярных регионах со слабой стратификацией. В [42] предложено усваивать альтиметрию и вертикальные профили T и S последовательно. Сначала используется алгоритм, предложенный в CH96, для преобразования измеренных SLA

в приращения температуры и солености, приводящие к изменению положений изопикн. Затем полученные таким образом измененные поля T и S подаются в систему ассимиляции профилей T и S через применяемую систему усвоения таких профильных данных.

Принято считать, что за счет потепления климата происходит повышение уровня моря, обусловленное тепловым расширением (стерическим) и изменением массы воды [21]. Сравнивая общую тенденцию (тренд) изменения уровня моря, полученную по данным альтиметра $\Delta \xi_A$, с тенденцией изменения стерической высоты $\Delta \xi_S$, полученной в результате анализа термохалинной структуры океана (вычисленной в автономном режиме из разниц температуры), можно оценить компонент тренда, обусловленный изменениями массы воды, и разность между величинами $\Delta \xi_A$ и $\Delta \xi_S$ трактуется в модели как поток пресной воды, равномерно распределенный по всей поверхности океана. Отметим, что стерическая высота ξ_S не является прогностической переменной модели океана, а ее нужно рассчитывать путем вертикального интегрирования поля плотности, полученного на шаге предварительного анализа океана. В настоящей работе этот эффект не учитывается.

Предложенный в СН96 и используемый в нашей работе алгоритм основывается на следующих соотношениях.

Обозначим через Δp_s изменение поверхностного давления за счет разности между наблюдаемой и модельной аномалиями уровня моря

$$\Delta p_s = \rho_0 g (\xi_A - \xi), \quad (1)$$

где $\rho_0 = 1026 \text{ кг/м}^3$, а g – ускорение свободного падения.

Чтобы давление на дне океана оставалось неизменным, должно выполняться условие:

$$\Delta p_s = - \int_{-H}^0 g \delta \rho dz, \quad (2)$$

где $\delta \rho$ – плотностной инкремент.

Если частицы воды в каком-то водном столбе перемещаются вертикально на одинаковую величину δh , то горизонтальной дивергенции не происходит и потенциальная завихренность $q(\rho) = (f/\rho_0) \partial_z \rho$ автоматически сохраняется. Кроме того, если смещение изопикн происходит на одну и ту же величину, то свойства в этом водном столбе тоже не изменяются. Однако вертикальное смещение не сохраняет свойств воды на всех изопикнах. Если на поверхности давление уменьшается, то водный столб должен подниматься на расстояние δh с новой более тяжелой водой, перемещающейся снизу с удалением легкой поверхностной воды, и наоборот для случая увеличения поверхностного давления. Величина вертикального смещения δh для каждого столба воды определяется однозначно условием сохранения неизменности давления на дне океана.

Начальное вертикальное смещение δh определяется формулой:

$$\delta h = \Delta p_s / [g(\rho(0) - \rho(-H))], \quad (3)$$

которая описывает случай, когда вертикальное смещение изменяет количество поверхностных и придонных вод однородной плотности.

Изменение температуры на горизонте z при вертикальном смещении водного столба на величину δh определяется как

$$\delta T(z) = \gamma_T [T(z + \delta h) - T(z)]. \quad (4)$$

Здесь коэффициент γ_T введен для того, чтобы учесть случаи, когда температурная стратификация мала ($|\partial_z T| < 0,02$ °C/м), в этом случае $\gamma_T = 0$ и $\gamma_T = 1$ в противном случае.

Смещение δh можно определить путем подгонки сплайн-функции к каждому вертикальному столбу воды, используя в качестве первого приближения формулу (3) для смещения δh . Эта процедура позволяет избежать слишком большого вертикального сглаживания свойств столба воды после повторного вертикального смещения. Конечная величина смещения δh на каждом шаге усвоения SSH определяется с использованием сплайнового подхода и итерационной процедуры, при которых выполняется условие (2).

Следуя [37], для сохранения приблизительных свойств водной массы, соответствующих изначальному состоянию, также локально осуществляется вертикальное смещение на величину δh профиля солености в ответ на изменения температуры δT (Метод 1). Выражение для сбалансированной части приращения солености дается, следуя [29]:

$$\delta S = \gamma_S \partial_T S \delta T = K_{ST} \delta T, \quad (5)$$

где

$$K_{ST} = \gamma_S \partial_T S. \quad (6)$$

Коэффициент γ_S введен для случаев, когда корреляция между T и S слабая:

$$\begin{aligned} & \left\{ \begin{array}{l} 0, \text{ если } z < D_M, D_M - \text{толщина перемешанного слоя;} \\ \gamma_S = \begin{cases} 0, \text{ если } |\partial_z S| / |\partial_z T| > 1 \text{ епс } ^\circ\text{C}^{-1}, \text{ когда } S \text{ сильно стратифицирована,} \\ \text{а } T \text{ нет;} \\ 0, \text{ если } |\partial_z T| < 0,001 \text{ } ^\circ\text{C/м, слабая стратификация для } T; \\ \gamma_S = 1 \text{ в остальных случаях.} \end{cases} \end{array} \right. \end{aligned}$$

Таким образом, для случаев слабой стратификации и перемешанного слоя всегда $\gamma_S = 0$. Для сглаживания K_{ST} на каждом уровне модели используется локальный двухточечный фильтр Шапиро. Отметим, что поскольку коэффициенты баланса $T - S$ в (5) зависят от фонового состояния, то они изменяются от одного цикла ассимиляции к другому.

Технически эти соленосные аномалии легче получить, используя описанную выше процедуру подгонки сплайн-функции для определения температурных аномалий. В соответствии с этой процедурой соленостные аномалии определяются как изменения солености, соответствующие смещению изопикн на величину δh в предположении о неизменности солености с глубиной в пределах перемешанного слоя (Метод 2). Для случая крупномасштабной модели океанской циркуляции с одноградусным разрешением тестовые расчеты с использованием Метода 1 и Метода 2 показали, что Метод 2 дает для урвеной поверхности меньшую ошибку для района, расположенного к западу от африканского побережья, и сравнимую с Методом 1 для остальных регионов. Поэтому в данной работе используется Метод 2, когда применялся сплайновый подход как для расчета T , так и для S , т. е. формулы (5) и (6) не использовались, но получаемый соленостный инкремент умножался на коэффициент γ_s .

Также рассчитывается изменение урвеной поверхности $\delta\xi$ из-за изменения плотности морской воды путем вычисления динамической высоты интегрированием от океанского дна $-H$ до поверхности $z = 0$:

$$\delta\xi = \int_{-H}^0 (\delta\rho / \rho_0) dz, \quad (7)$$

где можно считать, что

$$\delta\rho / \rho_0 = -\gamma_T N^2 / g \delta h. \quad (8)$$

Здесь N – частота Брента – Вайсаля:

$$N^2 = g(\alpha \partial_z T - \beta_s \partial_z S),$$

а α и β_s – коэффициенты теплового расширения и соленостного сжатия соответственно, которые зависят от потенциальной температуры, солености и глубины.

В [29] было также показано, что учет изменчивости солености (через условия (5)) из-за изменения температуры (выражение (4)) оказывает значительное влияние на скорость течений, а также на соленость по сравнению с экспериментом, в котором усваивалась урвеной поверхность, но в котором не использовались условия (4) и (5).

Усвоение альтиметрии совместно с усвоением данных АРГО

Как было отмечено выше, использование ансамблевого фильтра Калмана связано со значительными вычислительными затратами, поэтому описанный выше алгоритм усвоения альтиметрии был включен в существующую систему усвоения океанографических данных (СУОД) Гидрометцентра России, основанную на трехмерной вариационной схеме 3D-Var [3, 4].

В этой СУОД усвоение осуществляется по циклической последовательной схеме, в рамках которой проводится циклическое интегрирование

модели на заданном интервале времени с двукратным повторением. В первом прогоне (“прогнозе”) модель интегрируется без усвоения данных для получения поля первого приближения (ППП) для температуры воды T и её солёности S на каждые сутки в пределах окна усвоения (10 суток в реализованных экспериментах). В ходе этих расчетов используется алгоритм, корректирующий поля T , S и уровенной поверхности для каждого суток в области от 50° ю. ш. до 50° с. ш., в которой океан сильно стратифицирован. В высоких широтах, где стратификация мала, он не применяется.

Повторное интегрирование модели на том же временном интервале (“анализ”) выполняется с тех же начальных данных, что и первое интегрирование, но в ходе его продвижения по времени к рассчитываемым в модели искомым полям добавляются поправки (инкременты анализа), получаемые в результате перерасчета оцененных по данным первого прогона инноваций (отклонений наблюдений от ППП) в трехмерное поле инкрементов с использованием трехмерного вариационного анализа 3D-Var. Эти поправки вводятся с использованием метода дробных инкрементов (IAU – Incremental Analysis Updates) [19]. Получаемые методом 3D-Var инкременты анализа переводятся на расчетную сетку модели путем линейной интерполяции.

Вариационный анализ температуры воды и её солёности в 3D-Var выполняется с использованием параметрической модели пространственных ковариаций на основе трехмерных линейных фильтров типа авторегрессии – скользящего среднего [17] с оценками входящих в неё параметров путем статистической обработки данных наблюдений профилирующих буев Argo [12]. Анализ проводится на географической одноградусной сетке на 21 модельном уровне от 10 м до 1400 м с учетом изменчивости поля первого приближения (ППП) в пределах окна усвоения в соответствии с методом FGAT – First Guess at Appropriate Time (Первое приближение в соответствующее время) [26].

Используемые данные альтиметрии AVISO представлены на глобальной сетке с разрешением $0,125^\circ$. В работе они проецируются на модельную сетку. Для каждого узла модельной сетки происходило проецирование аномалий уровенной поверхности SLA путем усреднения исходных полей AVISO с весами, пропорциональными расстояниям от модельного узла до точек с данными AVISO, находящихся не дальше, чем половина углового градуса от данного узла.

На следующем шаге, используя данные наблюдений для T и S , рассчитываются инновации для температуры и солёности для верхнего 1400-метрового слоя в текущем окне усвоения. По объединённому набору инноваций вычисляются поля инкрементов T и S с использованием 3D-Var анализа. Затем эти инкременты добавляются в модель на каждом временном шаге дробными частями (метод IAU) в ходе её повторного интегрирования на интервале окна усвоения. Получаемые в итоге второго интегрирования модели на конец десятых суток временного окна модельные переменные дают искомую оценку текущего состояния гидрофизических полей Мирового океана.

Расчеты показали, что при таком подходе конечный модельный результат, получаемый после второго прогона, близок к результатам расчета, в котором не используется описанная выше процедура усвоения альтиметрии. Поэтому во втором прогоне также был использован этот же алгоритм усвоения уровенной поверхности в области от 50° ю. ш. до 50° с. ш., но результат усвоения учитывался только для уровенной поверхности, т. е. поля T и S корректировались для каждого суток окна усвоения за счет инкрементов T и S , полученных 3D-Var анализом, а уровенная поверхность учитывала изменчивость, определяемой формулой (7). Такое усвоение уровенной поверхности происходило на каждые вторые сутки в пределах окна усвоения.

Описание экспериментов

Для проведения представляемых здесь численных экспериментов по усвоению данных использовалась модель NEMO 4-й версии [24], которая основана на примитивных уравнениях, описывающих гидротермодинамику океана со свободной уровенной поверхностью, и сопряжена с термодинамической моделью морского льда SI3 [33] с упруго-вязкопластической реологией [38]. Модель реализована в глобальной конфигурации ORCA1 с горизонтальным разрешением сетки $1 \times 1^\circ$ (с уменьшенным шагом по широте вблизи экватора) и 75 уровнями по вертикали.

Выполнены два численных эксперимента по моделированию системы океан – морской лед с одинаковыми модельными параметрами и с одинаковыми атмосферными воздействиями из набора DFS5.2 (DRAKKAR Forcing Set) [22], требующимися для задания граничных условий на поверхности океана.

В обоих экспериментах (далее эксперимент ASSIM1, в котором не применялся описанный выше алгоритм усвоения уровенной поверхности, и ASSIM2, в котором применялся данный алгоритм) усваивались вертикальные распределения T и S воды с профилирующих буев Арго и ТПО из набора CDAS [31] (NCEP Climate Data Assimilation System, эти данные имеют временную дискретность 3 часа и пространственное разрешение $\sim 0,2^\circ$). Усвоение ТПО происходило за счет включения релаксационного члена в расчетный поток тепла на поверхности океана, используя имеющуюся опцию модели NEMO. Поэтому оригинальные данные CDAS были спроецированы на модельную сетку.

Наряду с данными Арго и ТПО в обоих экспериментах усваивалась также сплоченность морского льда, следуя [15]. Для усвоения сплоченности морского льда использовались данные скаттерометрических спутниковых измерений, распространяемые французским центром IFREMER (Institut francais de recherche pour l'exploitation de la mer; French Research Institute for Exploitation of the Sea) в виде ежедневных сеточных полей (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/psi-concentration/data>).

Для этих экспериментов интегрирование модели для каждого расчета проводилось на интервале времени 2010–2014 гг, отправляясь от начального состояния, полученного к концу декабря 2009 г. в эксперименте FREE, в котором не усваивались никакие данные. Краткое описание этого эксперимента дано в [13].

Модельные результаты

На рис. 2 показаны вертикальные распределения осредненных за период 2010–2014 гг. и по области от 50° ю.ш. до 50° с.ш. отклонений, полученных в численном эксперименте ASSIM1 (красные линии) и ASSIM2 (черные линии) значений температуры воды (а) и её солёности (б) от не использовавшихся в усвоении данных измерений Арго. Для сравнения приведены также распределения, соответствующие результатам эксперимента FREE (синие линии) и климатическим данным (зеленые линии). Как следует из рисунка, полученные графики для ASSIM1 и ASSIM2 почти не отличаются друг от друга (для солёности кривые для этих двух экспериментов идентичны).

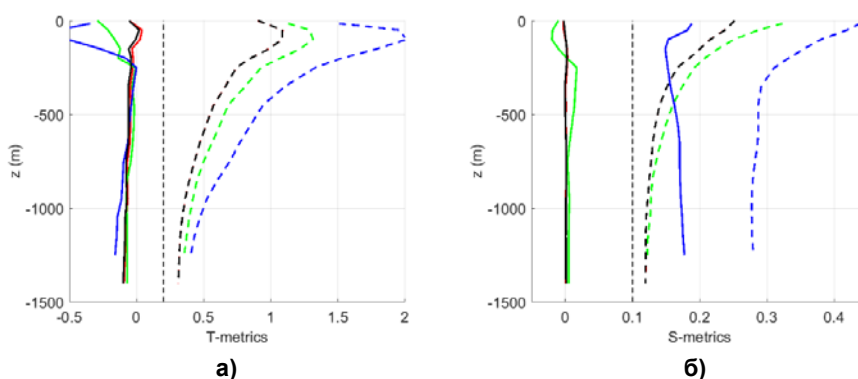


Рис. 2. Вертикальные распределения осредненных за период 2010–2014 гг. и по области от 50° ю. ш. до 50° с. ш. отклонений полученных в численных экспериментах значений температуры, $^\circ\text{C}$ (а) и солёности, епс, (б) от не использовавшихся в усвоении данных измерений Арго. Сплошные линии – средние отклонения, штриховые – среднеквадратичные отклонения (СКО). Красные линии соответствуют эксперименту ASSIM1, черные – ASSIM2, синие – FREE, зеленые – для климатических данных. Начало отсчета для СКО (вертикальные пунктирные линии) смещено по оси абсцисс вправо на $0,2^\circ\text{C}$ и $0,1$ епс, соответственно, для температуры и солёности воды.

Fig. 2. Vertical distributions of averaged (for the period 2010–2014) and for the region from 50°S to 50°N deviations of temperature values, $^\circ\text{C}$, (а) and salinity, PSU, (б), obtained in numerical experiments from Argo measurements not used in data assimilation. Solid lines - average deviations; dashed lines - the root mean square deviation (RMSD). Red lines, ASSIM1 experiment; black lines, ASSIM2 experiment; blue lines, FREE experiment; green lines, climate data. Origin of the RMSD (vertical dashed lines) is shifted along x axis to right by 0.2°C and 0.1 PSU, respectively, for water temperature and salinity.

На рис. 3 показаны осредненные за период 2010–2014 гг. разности между модельными аномалиями уровня поверхности и аномалиями спутниковой альтиметрии SLA, полученные, соответственно, в экспериментах ASSIM1 (рис. 3а) и ASSIM2 (рис. 3б). Как видно из рисунка, отличия модельных данных, полученных на одноградусной сетке, от спутниковой альтиметрии значительны, но для ASSIM2 эти отличия несколько меньше, чем для ASSIM1 в восточной части Тихоокеанского сектора, в Атлантическом океане вне прибрежной зоны и к востоку от островных территорий Юго-Восточной Азии. В Индийском океане отличия между ASSIM1 и ASSIM2 не так велики. Среднеквадратическая ошибка для уровня поверхности, осредненная по глобусу, уменьшилась с 6,8 см (в ASSIM1) до 5,4 см (ASSIM2). Отметим, что у берегов Антарктиды также заметны небольшие различия между ASSIM1 и ASSIM2, хотя там уровень поверхности не усваивалась. Однако большие различия заметны в энергоактивных зонах и в Южном океане, что обусловлено грубым модельным разрешением.

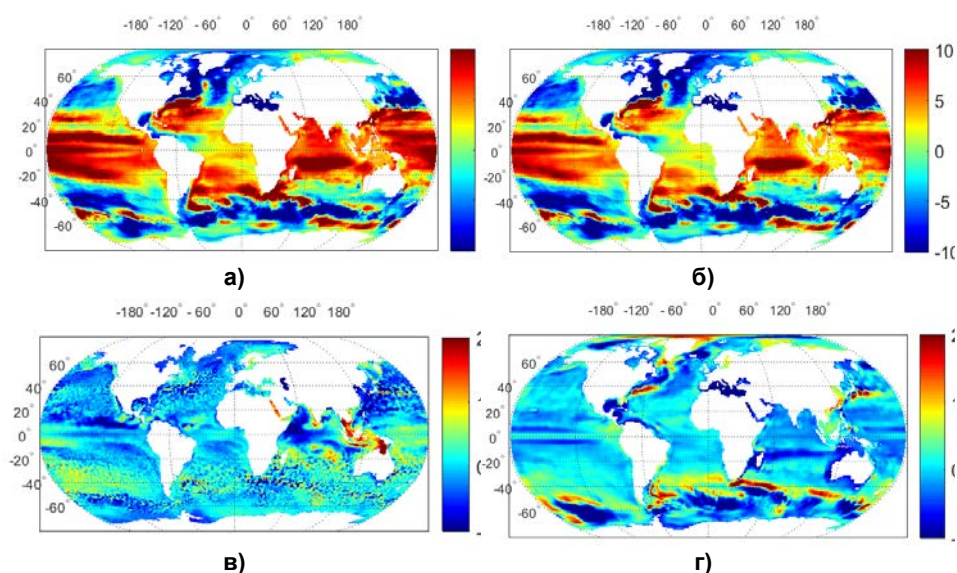


Рис. 3. Осредненные за период 2010–2014 гг. разности (см) между модельными аномалиями уровня поверхности SSH и аномалиями спутниковой альтиметрией SLA в экспериментах ASSIM1 (а) и ASSIM2 (б); осредненные за тот же период аномалии уровня поверхности (см) по данным спутниковой альтиметрии (в) и эксперимента ASSIM1 (г).

Fig. 3. Differences between the model sea level anomalies SSH and the satellite altimetry anomalies SLA averaged over the period 2010–2014 (cm) in the ASSIM1 (a) and ASSIM2 (б) experiments; – sea level anomalies (cm) averaged over the same period based on satellite altimetry data (в) and the ASSIM1 experiment (г).

На рис. 3 (в, г) показаны осредненные за период 2010–2014 гг. аномалии уровня поверхности по данным спутниковой альтиметрии SLA (в),

спроецированные на модельную сетку, и по данным эксперимента ASSIM1 (г). Как следует из рисунка, отличия между аномалиями уровенной поверхности в эксперименте ASSIM1 и аномалиями спутниковой альтиметрией SLA существенны. Если в энергоактивных зонах модель производит существенные аномалии SSH, то для спутниковой альтиметрии SLA аномалии в этих регионах сильно локализованы и поэтому мало заметны на модельной сетке, что обусловлено переводом данных AVISO (с мелким пространственным разрешением) на грубую модельную сетку. Исключением является область в районе Филиппинского моря, где наблюдается сильная изменчивость данных AVISO, но из-за грубого модельного разрешения океанографические процессы здесь воспроизводятся моделью плохо. Повышение модельного разрешения хотя бы до вихредопускающего уровня ($\sim 0,25^\circ$) может улучшить проецирование данных AVISO на модельную сетку и, как следствие, улучшить воспроизведение уровенной поверхности.

На рис. 4 показаны стандартные отклонения SSH в эксперименте ASSIM1 за период 2010–2014 гг. (для ASSIM2 отличия для этих отклонений незначительны по сравнению с ASSIM1). Из-за достаточно грубого модельного разрешения модельная изменчивость SSH существенно меньше наблюдаемой (см. рис. 1а) и даже ниже, чем изменчивость, полученная для одноградусного реанализа, использующего ансамблевый фильтр Калмана для усвоения уровенной поверхности (рис. 1в). Тем не менее области с большой изменчивостью SSH совпадают с основными системами течений: Куроисио, Гольфстримом, течением в Мексиканском заливе, сильными экваториальными течениями, а в Южном океане – с Восточно-Австралийским, Бразильским и Фолклендским течениями, Агульясским течением и Антарктическим циркумполярным течением. Область высокой изменчивости течения Куроисио простирается до 180° в. д., что близко к данным AVISO.

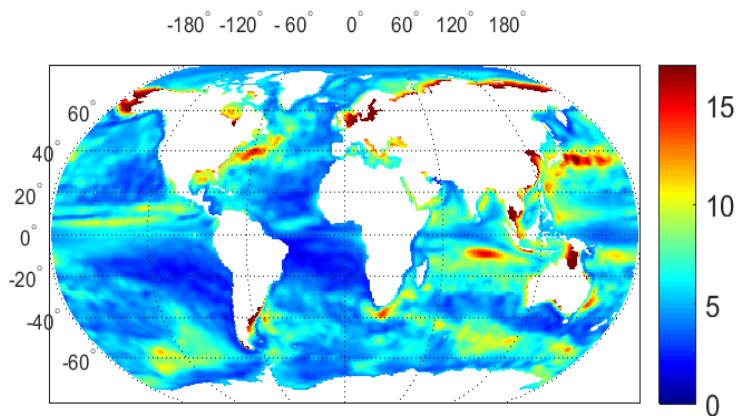


Рис. 4. Средние за период 2010–2014 гг. стандартные отклонения уровня моря (см) в эксперименте ASSIM1.

Fig 4. Standard deviations of sea level (cm) averaged for the period 2010–2014 in the ASSIM1 experiment.

Заключение

В работе выполнена оценка метода усвоения данных спутниковой альтиметрии CN96, используемого в Европейском центре среднесрочных прогнозов, для случая модели с невысоким пространственным разрешением. Метод основан на использовании взаимосвязи между уровнем океана и вертикальными смещениями профилей температуры и солёности воды. Наряду с альтиметрией усваивались также данные профилирующих буев Арго по вертикальным распределениям температуры и солёности воды, данные ТПО и данные по сплоченности морского льда.

Результаты моделирования показывают, что, действительно, применение метода CN96 улучшает воспроизведение уровневой поверхности даже на грубой расчетной сетке, не ухудшая качество модельных полей T и S . Переход с одноградусного модельного разрешения модели NEMO на четвертьградусную сетку может улучшить результат усвоения альтиметрии как для воспроизведения аномалий SSH, так и, возможно, их временной изменчивости в энергоактивных регионах. Причем при наличии компьютерных ресурсов данный переход для модели с грубого на более высокое пространственное разрешение не будет затруднительным, поскольку данный алгоритм усвоения уровня уже апробирован.

Список литературы

1. Агошков В.И., Ипатов В.М., Залесный В.Б., Пармузин Е.И., Шутяев В.П. Задачи вариационной ассимиляции данных наблюдений для моделей общей циркуляции океана и методы их решения // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46, № 6. С. 734-770.
2. Агошков В.И., Пармузин Е.И., Шутяев В.П. Ассимиляция данных наблюдений в задаче циркуляции Черного моря и анализ чувствительности ее решения // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 6. С. 643-654.
3. Вильфанд Р.М., Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Цырульников М.Д. Усвоение океанографических данных как одна из ключевых задач оперативной океанологии // Гидроакустика. 2023. № 53(1). С. 107-117.
4. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И. Мониторинг крупномасштабной структуры гидрофизических полей океана // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. М.: Триада ЛТД, 2010. С. 131-172.
5. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Оперативная океанология в Гидрометцентре России: состояние и перспективы // Труды Государственного океанографического института. Исследования океанов и морей. 2015. Вып. 216. С. 157-171.
6. Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д. Морские наблюдательные системы как составная часть оперативной океанологии (обзор) // Метеорология и гидрология. 2018. № 12. С. 5-30.
7. Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П. Усвоение данных альтиметрии в модели динамики океана методом ансамблевой интерполяции // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54, № 1. С. 64-72.
8. Коротаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В. Методика анализа данных измерений температуры и солёности Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 2. С. 26-42.
9. Коротаев Г.К., Лишаев П.Н., Кныш В.В. Восстановление трехмерных полей солёности и температуры Черного моря по данным спутниковых альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1-2. С. 199-212.
10. Коротаев Г.К. Оперативная океанография – новая ветвь современной океанологической науки // Вестник Российской академии наук. 2018. Т. 88, № 7. С. 579-588.
11. Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаев Г.К., Залесный В.Б. Информационно-вычислительные технологии – новый этап развития оперативной океанографии // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 6. С. 629-642.

12. *Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А.* Статистическая структура пространственной изменчивости термохалинных полей океана по данным профильных наблюдений системы Argo за 2005-2007 гг. // *Океанология*. 2010. Т. 50, № 2. С. 165-183.
13. *Степанов В.Н., Ю.Д. Реснянский, Б.С. Струков, Зеленько А.А.* Усвоение данных профильных измерений Argo и температуры поверхности океана моделью океанской циркуляции NEMO с использованием ансамблевого фильтра Калмана и трехмерного вариационного анализа // *Океанология*. 2025. Т. 65, № 3. С. 398-411.
14. *Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А.* Усвоение контактных и дистанционных океанографических данных моделью океанской циркуляции NEMO с использованием ансамблевого фильтра Калмана // *Метеорология и гидрология*. 2025. № 12. С. 5-17.
15. *Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А.* Релаксационный метод усвоения данных по сплоченности морского льда в модели NEMO-LIM3 с несколькими категориями ледяного покрова // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 2. С. 65-77.
16. *Танажюра К.А.С., Лима Л.Н., Беляев К.П.* Усвоение аномалий уровня океана в гидродинамической модели NUCOM по данным наблюдений со спутников в Атлантике // *Океанология*. 2015. Т. 55, № 5. С. 738-750. DOI: 10.3103/S1068373920020053
17. *Цырульников М.Д., Свиренко П.И., Горин В.Е., Горбунов М.Е., Климова Е.Г.* Разработка схемы трёхмерного вариационного усвоения данных в Гидрометцентре России // 80 лет Гидрометцентру России. М.: ТРИАДА ЛГД. 2010. С. 21-35.
18. *Belyaev K., Kuleshov A., Smirnov I., Tanajura C.A.S.* Generalized Kalman Filter and Ensemble Optimal Interpolation, Their Comparison and Application to the Hybrid Coordinate Ocean Model // *Mathematics*. 2021. Vol. 9. P. 2371. <https://doi.org/10.3390/math9192371>
19. *Bloom S.C., Takacs L.L., Da Silva A.M., Ledvina D.* Data assimilation using incremental analysis updates // *Mon. Wea. Rev.* 1996. Vol. 124, no. 6. P. 1256-1271.
20. *Cooper M., Haines K.* Altimetric assimilation with water property conservation // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P. 1059-1077.
21. *Church J., White N.J.* A 20th century acceleration in global sea-level rise // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33. L01602. DOI: 10.1029/2005GL024 826
22. *Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M.* The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5 // *DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16*. April 2016. 34 p. https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf
23. *Kurapov A.L., Foley D., Strub P.T., Egbert G.D., Allen J.S.* Variational assimilation of satellite observations in a coastal ocean model off Oregon // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. C05006. DOI: 10.1029/2010JC006909
24. *Gurvan Madec and the NEMO team.* Nemo ocean engine – Version 3.6 // *Technical Report. Pole de modelisation de l'Institut PierreSimon Laplace No. 27*, 2016.
25. *Martin M.J., Balmaseda M., Bertino L. et al.* Status and future of data assimilation in operational oceanography // *Journal of Operational Oceanography*. 2015. Vol. 8, no. S1. P. s28-s48. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1022055
26. *Massart S., Pajot B., Piacentini A., Pannekoucke O.* On the Merits of Using a 3D-FGAT Assimilation Scheme with an Outer Loop for Atmospheric Situations Governed by Transport // *Mon. Wea. Rev.* 2010. Vol. 138(12). P. 4509-4522.
27. *Mogensen K., Balmaseda M.A., Weaver A.* The NEMOVAR ocean data assimilation system as implemented in the ECMWF ocean analysis for System 4 // *ECMWF Technical Memoranda No. 668*. ECMWF, 2012. 61 p.
28. *Picaut J., Tournier R.* Monitoring the 1979-1985 equatorial Pacific current transports with expendable bathythermograph data // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. P. 3263-3277.
29. *Ricci S, Weaver AT, Vialard J, Rogel P.* Incorporating temperature-salinity constraints in the background error covariance of variational ocean data assimilation // *Mon. Wea. Rev.* 2005. Vol. 133. P. 317-338.
30. *Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. C07018. DOI: 10.1029/2010JC006505
31. *Saha S., Moorthi S., Wu X., Wang J., Nadiga S. et al.* The NCEP Climate Forecast System Version 2 // *Journal of Climate*. 2014. Vol. 27, is. 6. P. 2185-2208. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>
32. *Schiller A., Brassington G.B.* Operational oceanography in the 21st century. Dordrecht: Springer, 2011. 745 p.

33. Sea Ice modelling Integrated Initiative (SI3): The NEMO sea ice engine. Scientific Notes of Climate Modelling Center, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), 2019. DOI: 10.5281/zenodo.1471689

34. She J., Allen I., Buch E., Crise A., Johannessen, J. A., Le Trao, P.-Y., Lips U., Nolan G., Pinardi N., Reifmann J. H., Siddorn J., Stanev E., Wehde H. Developing European operational oceanography for Blue Growth, climate change adaptation and mitigation, and ecosystem-based management // *Ocean Sci.* 2016. Vol. 12. P. 953-976. <https://doi.org/10.5194/os-12-953-2016>, 2016

35. Testut Charles-Emmanuel, Pierre Brasseur, Jean-Michel Brankart, Jacques Verron. Assimilation of sea-surface temperature and altimetric observations during 1992–1993 into an eddy-permitting primitive equation model of the North Atlantic Ocean // *Journal of Marine Systems.* 2003. Vol. 40–41. P. 291–316. DOI: 10.1016/S0924-7963(03)00022-8

36. Tonani M., Balmaseda M., Bertino L., Blockley E., Brassington G., Davidson F., Drillet Y., Hogan P., Kuragano T., Lee T., Mehra A., Paranathara F., Tanajura C.A.S., Wang H. Status and future of global and regional ocean prediction systems // *Journal of Operational Oceanography.* 2015. Vol. 8, no. 2. P. s201-s220. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1049892

37. Troccoli A., Haines K. Use of Temperature-Salinity relation in a data assimilation context // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 1999. Vol. 16. P. 2011–2025.

38. Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H., Bouillon S., Madec G., Maqueda M.A.M. Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation // *Ocean Modelling.* 2009. Vol. 27, is. 1–2. P. 33–53. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.10.005>

39. Van Leeuwen P.J. Particle filtering in geophysical systems // *Monthly Weather Rev.* 2009. Vol. 137. P. 4089–4114.

40. Van Leeuwen P.J. Efficient nonlinear data-assimilation in geophysical fluid dynamics // *Computers & Fluids.* 2011. Vol. 46. P. 52–58.

41. Vidard A., Balmaseda M., Anderson D.L.T. Assimilation of altimeter data in the ECMWF ocean analysis system // *Mon. Wea. Rev.* 2008. Vol. 137. P. 393–1408.

42. Vidard A., Balmaseda M., Anderson D. Assimilation of Altimeter Data in the ECMWF Ocean Analysis System 3 // *Monthly Weather Rev.* 2009. Vol. 137. P. 1393–1408.

43. Yu P., Steven L. Morey, James J. O'Brien. A reduced-dynamics variational approach for the assimilation of altimeter data into eddy-resolving ocean models // *Ocean Modelling.* 2009. Vol. 27. P. 215–229.

44. Zuo H., Balmaseda M.A., Boisseson E.D., Hirahara S., Chrust M., Rosnay, P.D. A generic ensemble generation scheme for data assimilation and ocean analysis // *ECMWF Technical Memorandum*, No 95. P. 1–46, <https://doi.org/10.21957/cub7mq0i4>, 2017

45. Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S., Mogensen K., Mayer M. The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment // *Ocean Sci.* 2019. Vol. 15. P. 779–808.

References

1. Agoshkov V.I., Zalesnyi V.B., Parmuzin E.I., Shutyayev V.P., Ipatova V.M. Problems of variational assimilation of observational data for ocean general circulation models and methods for their solution. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2010, vol. 46, no. 6, pp. 677–712.

2. Agoshkov V.I., Parmuzin E.I., Shutyayev V.P. observational data assimilation in the problem of Black Sea circulation and sensitivity analysis of its solution. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2013, vol. 49, no. 6, pp. 592–602.

3. Vilfand R.M., Zelenko A.A., Resnyanskii Yu.D., Strukov B.S., Tsyrlunikov M.D. Oceanographic data assimilation as one of the key tasks of operational oceanology. *Gidroakustika [Hydroacoustics]*, 2023, no. 53(1), pp. 107–117 [in Russ].

4. Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Tsyrlunikov M.D., Strukov B.S., Svirengo P.I. Monitoring of large-scale structure of hydrophysical fields in the ocean. *Sovremennye problemy dinamiki okeana i atmosfery [Modern problems of ocean and atmosphere dynamics]*, Moscow: Triada LTD Publ., 2010, pp. 131–172 [in Russ].

5. Zelenko A.A., Resnyansky Yu.D., Strukov B.S. Operational oceanography at the Hydrometeorological Research Centre of Russia: current and near future status. *Trudy Gosudarstvennogo okeanograficheskogo instituta. Issledovaniya okeanov i morej [SOI's Proceedings]*, 2023, vol. 216, pp. 157–171 [in Russ].

6. Zelenko A.A., Resnyanskii Y.D. Marine observational systems as an integral part of operational oceanology: A review. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2018, vol. 43, no. 12, pp. 797-814. DOI: 10.3103/S1068373918120014
7. Kaurkin M.N., Ibrayev R.A., Belyaev K.P. Assimilation of the AVISO altimetry data into the ocean dynamics model with a high spatial resolution using Ensemble Optimal Interpolation (EnOI). *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2018, vol. 54, no. 1, pp. 64-72. DOI: 10.1134/S0001433818010073
8. Korotaev G.K., Lishaev P.N., Knysh V.V. technique of the black sea temperature and salinity measurement data analysis using dynamic altimetry level. *Physical Oceanography*, 2015, no. 2, pp. 24-38.
9. Korotaev G.K., Lishaev P.N., Knysh V.V. Reconstruction of three-dimensional salinity and temperature fields of the Black Sea using satellite altimetry data. *Earth Exploration from Space*, 2016, no. 1-2, pp. 199-212 [in Russ.]
10. Korotaev G.K. Operational oceanography: a new branch of modern oceanological science. *Herald of the Russian Academy of Sciences*, 2018, vol. 88, no. 4, pp. 272-280.
11. Marchuk G.I., Paton B.E., Korotaev G.K., Zalesny V.B. Data-computing technologies: a new stage in the development of operational oceanography. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2013, vol. 49, no. 6, pp. 579-591. DOI: 10.1134/S000143381306011X
12. Resnyanskii Y.D., Tsyulnikov M.D., Strukov B.S., Zelenko A.A. Statistical structure of spatial variability of the ocean thermohaline fields from Argo profiling data, 2005-2007. *Oceanology*, 2010, vol. 50, no. 2, pp. 149-165. DOI: 10.1134/S0001437010020013
13. Stepanov V.N., Resnyanskii Yu.D., Strukov B.S., Zelenko A.A. Assimilation of Argo profile measurements and sea surface temperature data by the NEMO ocean circulation model using an ensemble Kalman filter and three-dimensional variational analysis. *Oceanology*, 2025, vol. 65, no. 3, pp. 364-375. DOI: 10.1134/S0001437025700043
14. Stepanov V.N., Resnyanskii Y.D., Strukov B.S., Zelenko A.A. Assimilation of Oceanographic and Satellite Data by the NEMO Ocean Circulation Model Using the Ensemble Kalman Filter. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2025, no. 12, pp. 1007-1015.
15. Strukov B.S., Resnyanskii Y.D., Zelenko A.A. Relaxation method for assimilation of sea ice concentration data in the NEMO-LIM3 multicategory sea ice model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2020, vol. 45, no. 2, pp. 96-104.
16. Танажюра К.А.С., Лима Л.Н., Беляев К.П. Усвоение аномалий уровня океана в гидродинамической модели HYCOM по данным наблюдений со спутников в Атлантике. *Oceanology*, 2015, vol. 55, no. 5, pp. 738. DOI: 10.1134/S0001437015050161
17. Tsyulnikov M.D., Svirenko P.I., Gorin V.E., Gorbunov M.E., Klimova E.G. Development of a three-dimensional variational data assimilation scheme at the Hydrometeorological Center of Russia. *80 let Gidrometcentru Rossii [80 years of the Hydrometeorological Center of Russia]*. Moscow: Triada ltd publ., 2010, pp. 21-35 [in Russ.].
18. Belyaev K., Kuleshov A., Smirnov I., Tanajura C.A.S. Generalized Kalman Filter and Ensemble Optimal Interpolation, Their Comparison and Application to the Hybrid Coordinate Ocean Model. *Mathematics*, 2021, vol. 9, pp. 2371. <https://doi.org/10.3390/math9192371>
19. Bloom S.C., Takacs L.L., Da Silva A.M., Ledvina D. Data assimilation using incremental analysis updates. *Mon. Wea. Rev.*, 1996, vol. 124, no. 6, pp. 1256-1271.
20. Cooper M., Haines K. Altimetric assimilation with water property conservation. *J. Geophys. Res.*, 1996, vol. 101, pp. 1059-1077.
21. Church J., White N.J. A 20th century acceleration in global sea-level rise. *Geophysical Research Letters*, 2006, vol. 33, L01602. DOI: 10.1029/2005GL024 826
22. Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. *DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16*, April 2016, 34 p. https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf
23. Kurapov A.L., Foley D., Strub P.T., Egbert G.D., Allen J.S. Variational assimilation of satellite observations in a coastal ocean model off Oregon. *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, C05006. DOI: 10.1029/2010JC006909
24. *Gurvan Madec and the NEMO team. Nemo ocean engine – Version 3.6. Technical Report. Pole de modelisation de l'Institut PierreSimon Laplace No. 27*, 2016.
25. Martin M.J., Balmaseda M., Bertino L. et al. Status and future of data assimilation in operational oceanography. *Journal of Operational Oceanography*, 2015, vol. 8, no. S1, pp. s28-s48. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1022055
26. Massart S., Pajot B., Piacentini A., Pannekoucke O. On the Merits of Using a 3D-FGAT Assimilation Scheme with an Outer Loop for Atmospheric Situations Governed by Transport. *Mon. Wea. Rev.*, 2010, vol. 138(12), pp. 4509-4522.

27. *Mogensen K., Balmaseda M.A., Weaver A.* The NEMOVAR ocean data assimilation system as implemented in the ECMWF ocean analysis for System 4. *ECMWF Technical Memoranda No. 668*, ECMWF, 2012, 61 p.
28. *Picaut J., Tournier R.* Monitoring the 1979-1985 equatorial Pacific current transports with expendable bathythermograph data. *J. Geophys. Res.*, 1991, vol. 96, pp. 3263-3277.
29. *Ricci S, Weaver AT, Vialard J, Rogel P.* Incorporating temperature-salinity constraints in the background error covariance of variational ocean data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, 2005, vol. 133, pp. 317-338.
30. *Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G.* New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements. *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, C07018. DOI: 10.1029/2010JC006505
31. *Saha S., Moorthi S., Wu X., Wang J., Nadiga S. et al.* The NCEP Climate Forecast System Version 2. *Journal of Climate*, 2014, vol. 27, is. 6, pp. 2185-2208. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00823.1>
32. *Schiller A., Brassington G.B.* Operational oceanography in the 21st century. Dordrecht: Springer, 2011, 745 p.
33. Sea Ice modelling Integrated Initiative (SI3): The NEMO sea ice engine. Scientific Notes of Climate Modelling Center, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), 2019. DOI: 10.5281/zenodo.1471689
34. *She J., Allen I., Buch E., Crise A., Johannessen, J. A., Le Trao, P.-Y., Lips U., Nolan G., Pinardi N., Reißmann J. H., Siddorn J., Stanev E., Wehde H.* Developing European operational oceanography for Blue Growth, climate change adaptation and mitigation, and ecosystem-based management. *Ocean Sci.*, 2016, vol. 12, pp. 953-976. <https://doi.org/10.5194/os-12-953-2016>, 2016
35. *Testut Charles-Emmanuel, Pierre Brasseur, Jean-Michel Brankart, Jacques Verron.* Assimilation of sea-surface temperature and altimetric observations during 1992–1993 into an eddy-permitting primitive equation model of the North Atlantic Ocean. *Journal of Marine Systems*, 2003, vol. 40-41, pp. 291-316. DOI: 10.1016/S0924-7963(03)00022-8
36. *Tonani M., Balmaseda M., Bertino L., Blockley E., Brassington G., Davidson F., Drillet Y., Hogan P., Kuraçano T., Lee T., Mehra A., Paranathara F., Tanajura C.A.S., Wang H.* Status and future of global and regional ocean prediction systems. *Journal of Operational Oceanography*, 2015, vol. 8, no. 2, pp. s201-s220. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1049892
37. *Troccoli A., Haines K.* Use of Temperature-Salinity relation in a data assimilation context. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1999, vol. 16, pp. 2011-2025.
38. *Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H., Bouillon S., Madec G., Maqueda M.A.M.* Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation. *Ocean Modelling*, 2009, vol. 27, is. 1–2, pp. 33-53. <https://doi.org/10.1016/j.oce-mod.2008.10.005>
39. *Van Leeuwen P.J.* Particle filtering in geophysical systems. *Monthly Weather Rev.*, 2009, vol. 137, pp. 4089-4114.
40. *Van Leeuwen P.J.* Efficient nonlinear data-assimilation in geophysical fluid dynamics. *Computers & Fluids*, 2011, vol. 46, pp. 52-58.
41. *Vidard A., Balmaseda M., Anderson D.L.T.* Assimilation of altimeter data in the ECMWF ocean analysis system // *Mon. Wea. Rev.* 2008. Vol. 137. P. 393-1408.
42. *Vidard A., Balmaseda M., Anderson D.* Assimilation of Altimeter Data in the ECMWF Ocean Analysis System 3. *Monthly Weather Rev.*, 2009, vol. 137, pp. 1393-1408.
43. *Yu P., Steven L. Morey, James J. O'Brien.* A reduced-dynamics variational approach for the assimilation of altimeter data into eddy-resolving ocean models. *Ocean Modelling*, 2009, vol. 27, pp. 215-229.
44. *Zuo H., Balmaseda M.A., Boisseson E.D., Hirahara S., Chrust M., Rosnay, P.D.* A generic ensemble generation scheme for data assimilation and ocean analysis. *ECMWF Technical Memorandum No 95*, pp. 1-46. <https://doi.org/10.21957/cub7mq0i4>, 2017.
45. *Zuo H., Balmaseda M.A., Tietsche S., Mogensen K., Mayer M.* The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment. *Ocean Sci.*, 2019, vol. 15, pp. 779-808.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-106-118>

УДК 551.466.3

Ширина спектров поверхностных волн в Черном море

А.С. Запезалов

*Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь, Россия
sevzepter@mail.ru*

Анализируется изменчивость ширины частотного спектра возвышений морской поверхности. Анализ проводится на основе данных прямых волновых измерений, проведенных на стационарной океанографической платформе, установленной в Черном море. Ширина спектра ν_L определялась по отклонению частоты от ее среднего значения и рассчитывалась как безразмерная комбинация первых трех спектральных моментов. Показано, что нижний предел диапазона, в котором меняется ширина спектра, равен 0.4, верхний предел равен 1.0. Медиана распределения ν_L , построенного по данным измерений во всех ситуациях, равна 0.6. Ширина ν_L зависит от значительной высоты волн, коэффициент корреляции между этими параметрами равен -0.56.

Ключевые слова: морская поверхность, волны, волновой спектр, ширина спектра, Черное море

Spectral bandwidth of surface waves in the Black Sea

A.S. Zapevalov

*Marine Hydrophysical Institute Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
sevzepter@mail.ru*

The variability of the bandwidth of the frequency spectrum of sea surface elevations is analyzed. The analysis is based on direct wave measurements performed at a stationary oceanographic platform in the Black Sea. The spectral bandwidth ν_L was determined by the deviation of the frequency from its mean value and was calculated as a dimensionless combination of the first three spectral moments. It is shown that the lower limit of the range over which the spectral bandwidth varies is 0.4, and the upper limit is 1.0. The median of the distribution ν_L constructed from measurement data in all situations is equal to 0.6. The bandwidth ν_L depends on the significant wave height, the correlation coefficient between these parameters is -0.56.

Keywords: sea surface, waves, wave spectrum, spectral bandwidth, Black Sea

Введение

В настоящее время большое внимание уделяется исследованию изменчивости спектров поверхностных волн в Черном и Азовском морях [8, 10, 30]. Прогноз и реанализ поля поверхностных волн осуществляется с помощью спектральных моделей, основанных на решении уравнения баланса волновой энергии или волнового действия в спектральной форме [3, 11].

Корректное описание волновых спектров является необходимым условием для получения достоверных прогнозов [7].

Одним из основных параметров, характеризующих поле морских поверхностных волн, является ширина волнового спектра ν . Фазовая скорость поверхностных волн зависит от их частоты, и параметр ν определяет роль дисперсии гравитационных волн в разных физических процессах [25]. Он влияет на вид совместного распределения высот и периодов волн [17, 27]. Баланс между нелинейностью и дисперсией определяет модуляционную неустойчивость волны Стокса (неустойчивость Бенджамина – Фейра) и формирование групповой структуры [18]. Согласно преобладающей в настоящее время гипотезе, модуляционная неустойчивость определяет вероятность появления аномально высоких волн [19, 26, 34, 36]. В инженерных приложениях ширину волнового спектра необходимо учитывать при расчете воздействия волн на суда и гидротехнические сооружения.

Дисперсионные свойства гравитационных волн оказывают существенное влияние на ширину волнового спектра. После прекращения действия ветра или когда его скорость становится ниже фазовой скорости доминантных волн, ветровые волны трансформируются в зыбь. Зыбь распространяется практически без взаимодействия между своими компонентами, и поскольку более длинные волны распространяются быстрее, чем более короткие, то по мере удаления волн от области генерации частотный спектр зыби становится более узкополосным, при этом частота спектрального пика смещается в область низких частот [23]. Расстояние, которое может пройти зыбь, в частности, зависит от конфигурации и размеров бассейна. В океане типичные значения ширины спектра зыби лежат в диапазоне 0.05–0.15, нижняя граница ширины спектра ветровых волн находится вблизи уровня 0.35 [22]. Можно предположить, что во внутренних морях, где условия образования и эволюции поля поверхностных волн отличны от условий в океане, диапазоны изменения ширины спектра будут отличаться.

Предположение об узкополосности волнового спектра является распространенным допущением при построении моделей, описывающих разные свойства морских поверхностных волн [9, 21, 32], что указывает на необходимость исследований фактической изменчивости ширины волнового спектра в морских условиях. Целью настоящей работы является анализ на основе данных прямых волновых измерений изменчивости ширины волнового спектра во внутреннем море.

Определение ширины спектра

Существует несколько определений ширины волнового спектра [12, 20, 29, 31]. В работе [12] ширина спектра определена как безразмерная комбинация нулевого, второго и четвертого спектральных моментов:

$$\nu_C = \sqrt{1 - \frac{m_2^2}{m_0 m_4}}, \quad (1)$$

где m_n – спектральные моменты, которые заданы как

$$m_n = \int_0^{\infty} f^n S(f) df, \quad (2)$$

где нижний индекс n указывает порядок спектрального момента; f – частота; $S(f)$ – волновой спектр. Четвертый спектральный момент критически зависит от поведения спектра на высоких частотах и от высокочастотного среза. Для теоретических спектров с бесконечным четвертым моментом $\nu_C = 1$ значения $\nu_C < 1$ получают при конечном диапазоне частот, в котором строится спектр $S(f)$ [29].

Определение ширины спектра как отклонения частоты от ее среднего значения μ_2 в зависимости от самого среднего значения f_m было предложено в работе [20]:

$$\nu_L = \sqrt{\mu_2 / (f_m^2 m_0)}, \quad (3)$$

где параметры μ_2 и f_m заданы выражениями

$$\mu_2 = \int_0^{\infty} (f - f_m)^2 S(f) df, \quad (4)$$

$$f_m = m_1 / m_0. \quad (5)$$

Не сложно показать, что $\mu_2 = m_2 - m_1^2 / m_0$. В окончательном виде выражение для ширины спектра в терминах спектральных моментов можно представить в форме

$$\nu_L = \sqrt{\frac{m_0 m_2}{m_1^2} - 1}. \quad (6)$$

Согласно [22], спектр считается узкополосным, если выполняется условие $\nu_L^2 \ll 1$.

Отметим, что в качестве характерного частотного масштаба вместо частоты f_m иногда используется частота пика волнового спектра f_p [31]. Как и f_m , параметр f_p является случайной величиной. Исследование достоверных оценок спектральных параметров показало, что при анализе данных волновых измерений использование f_m является предпочтительнее, чем использование f_p [35].

Существует еще одно определение ширины волнового спектра [31]. В соответствии с этим определением ширина рассчитывается непосредственно по спектру:

$$v_s = \Delta f_{0.5} / (2f_p), \quad (7)$$

где $\Delta f_{0.5}$ – ширина спектра $S(f)$ на уровне 0.5 от его максимального значения.

В настоящей работе анализ изменчивости ширины волнового спектра проводится на основе ее определения в форме (6).

Волновые измерения и обработка данных

Для анализа изменчивости волновых спектров использовались данные измерений, полученные на стационарной океанографической платформе Морского гидрофизического института РАН. Платформа установлена в Черном море около южного берега Крыма, глубина в том месте, где установлена платформа, 28 м. В настоящей работе используются данные измерений, проводившихся в разные годы: осенью 2001 г., летом и осенью 2005 и 2006 гг., зимой 2018 г., а также данные, полученные во время экстремального шторма 25–26 ноября 2023 года [1, 4–6].

Волновые измерения осуществлялись с помощью струнных волнографов. Использовались два типа датчиков: вертикально натянутая струна, пересекающая границу вода-воздух [5], и струна, навитая с постоянным шагом на несущий кабель-трос [13]. В первом случае частота опроса равнялась 20 Гц, во втором – 4 Гц.

Как правило, статистические волновые характеристики рассчитываются по волнограммам длительностью 20–30 минут. Можно считать, что на этом временном интервале волнение является стационарным процессом [14, 16, 17]. Полученные в измерениях на стационарной океанографической платформе волнограммы разбивались на фрагменты длительностью 20 мин., для каждого из которых рассчитывались статистические и спектральные характеристики.

Расчет волновых спектров осуществлялся с помощью классической процедуры, в рамках которой спектр определен как преобразование Фурье корреляционной функции [2]. Для сглаживания корреляционных функций использовалось окно Тьюки, которое во временной области имеет вид

$$w_T(\tau) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left(1 + \cos \frac{\pi \tau}{M} \right) & \text{при } |\tau| \leq M \\ 0 & \text{при } |\tau| > M \end{cases}, \quad (8)$$

где τ – сдвиг; M – длина корреляционной функции.

Численное моделирование

На модельных примерах рассмотрим, в каких пределах меняется ширина волновых спектров. Для этого воспользуемся известными спектральными моделями. Спектр Пирсона – Московитца [28], который описывает полностью развитое поле ветровых волн, можно представить в виде:

$$S_{PM}(f) = A f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4} \left(\frac{U_{19.5} f}{g}\right)^{-4}\right), \quad (9)$$

где A – масштабирующий множитель; $U_{19.5}$ – скорость ветра на высоте 19.5 м; g – гравитационное ускорение. Пересчитать скорость ветра на стандартный горизонт 10 м можно с помощью соотношения $U_{19.5} \approx 1.26 U_{10}$ [33].

Спектр JONSWAP описывает поле поверхностных волн, генерируемых ветром при ограниченной длине разгона. Он построен на основе данных прямых волновых измерений, полученных в Северном море в ходе реализации международного проекта Joint North Sea Wave Project, и в настоящее время широко используется в фундаментальных исследованиях и инженерных приложениях. Спектр JONSWAP отличается от $S_{PM}(f)$ множителем, меняющим его форму в окрестности спектрального пика [15]:

$$S_J(f) = A_J f^{-5} \exp\left\{-\frac{5}{4} \left(\frac{f_p}{f}\right)^4\right\} \gamma^\Phi, \quad (10)$$

где γ – безразмерный параметр, $\Phi = \exp\left(-\frac{(f - f_p)^2}{2\nu^2 f_p^2}\right)$; $\nu = 0.07$ при $f \leq f_p$; $\nu = 0.09$ при $f > f_p$. Значения γ в основном лежат в пределах 1.5~6 при средней величине 3.3. При γ стремящемся к единице спектр $S_J(f)$ приближается к спектру $S_{PM}(f)$.

Изменения формы спектра JONSWAP при разных значениях γ показаны на левом фрагменте рис. 1. Для сопоставления при построении графиков каждый спектр нормировался на свое максимальное значение и строился в зависимости от безразмерной частоты f/f_p . После нормирования на максимальное значение форма спектра Пирсона – Московитца описывается универсальной функцией, которая не зависит от скорости ветра, соответственно, его ширина ν_{PM} также от скорости ветра не зависит. Изменения ширины спектра JONSWAP ν_J при изменении параметра γ показаны на правом фрагменте рис. 1, там же показана ширина спектра Пирсона – Московитца ν_{PM} , которая является константой.

Анализ данных измерений

По данным измерений в Черном море нижняя граница диапазона изменения ширины волнового спектра ν_{\min} равняется 0.4, медиана распределения равна 0.6. Эти оценки получены в разных гидрометеорологических

условиях, без какой-либо фильтрации, и их можно считать средними по ансамблю ситуаций.

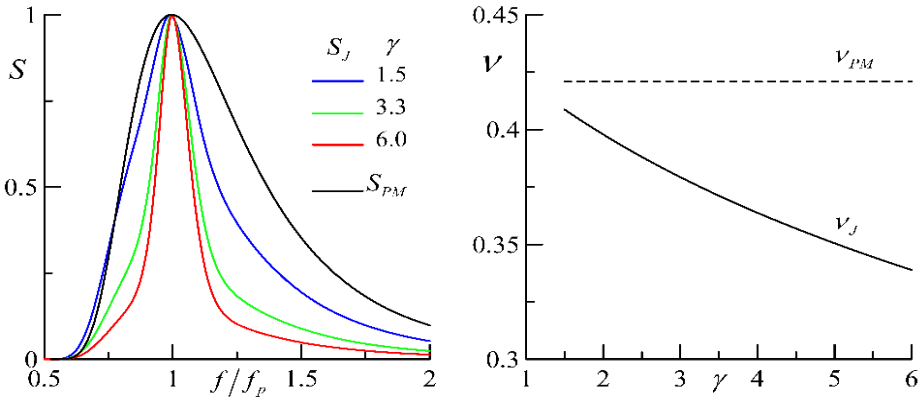


Рис. 1. Нормированные волновые спектры $S_J(f, \gamma)$ и $S_{PM}(f)$, и их ширина ν_J и ν_{PM} .

Fig. 1. Normalized wave spectra $S_J(f, \gamma)$ and $S_{PM}(f)$, and their bandwidth ν_J and ν_{PM} .

Эмпирическая функция плотности вероятностей $P(\nu)$, определенная как гистограмма, нормированная на длину выборки и ширину интервала, представлена на рис. 2а. Длина выборки составила 2081 точку, ширина интервала выбрана равной 0.25. При сравнении рис. 2а и рис. 1 видно, что значение ν_{min} ниже ν_{PM} .

Проанализируем, как меняются значения ν_L в разных ситуациях. Периоды и высоты не являются статистически независимыми [24], поэтому представляется целесообразным рассмотреть зависимость $\nu_L = \nu_L(H_s)$, она представлена на рис. 2б. С ростом H_s значения ν_L в среднем убывают. Коэффициент корреляции между параметрами ν_L и H_s равен -0.56.

В период проведения измерений часто наблюдались ситуации, в которых на морской поверхности присутствовали две системы волн. В подобных ситуациях волновой спектр не обладает свойством автомодельности [37] и отношение f_m/f_p должно измениться. С ростом f_m/f_p значение ν_L также должно расти, что, как показано на рис. 2в, и происходит. Между параметрами ν_L и f_m/f_p существует статистическая связь, коэффициент корреляции между ними равен 0.57.

В инженерных приложениях особенно актуальны волновые характеристики, полученные в экстремальных условиях, когда волны оказывают наибольшее воздействие на суда, прибрежные сооружения и пляжи.

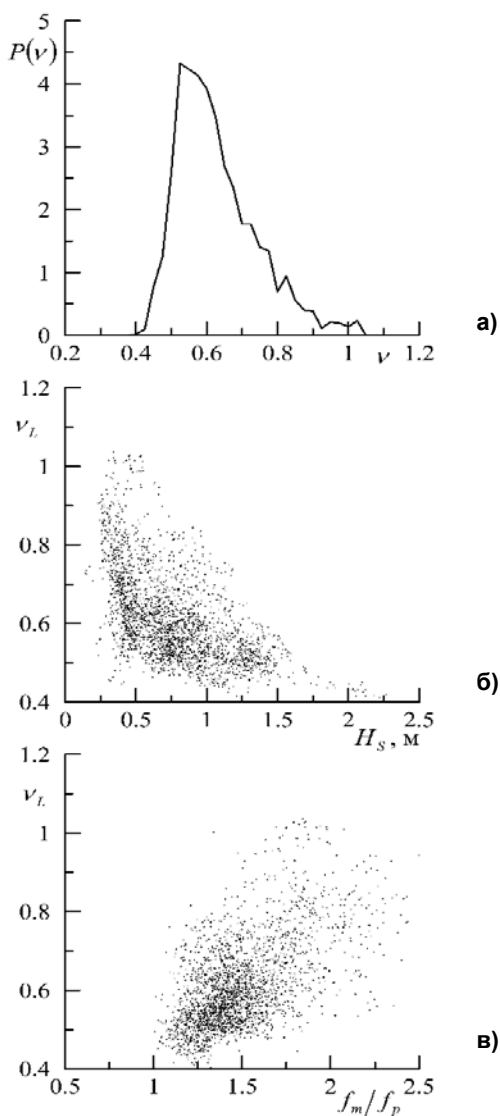


Рис. 2. Изменения ширины волнового спектра: функция плотности вероятностей $P(v_L)$ (а); зависимость v_L от H_S (б); зависимость v_L от отношения f_m/f_p (в).

Fig. 2. Changes in the width of the wave spectrum: probability density function $P(v_L)$ (а); dependence v_L on H_S (б); dependence v_L on the ratio f_m/f_p (в).

Для анализа воспользуемся данными волновых измерений, полученными на стационарной океанографической платформе во время черноморского экстремального шторма 25–26 ноября 2023 года [1].

Изменения v_L в период шторма показаны на рис. 3а. Значение $t = 0$ соответствует моменту времени 00 ч ВСВ 25 ноября 2023 г. На стадии развития шторма, когда происходит рост высоты волн, ширина спектра уменьшается. Следует отметить, что уменьшение v_L прекращается раньше, чем значительная высота достигает максимального значения. На стадии, когда H_S уменьшается, v_L растет. Когда значения H_S опустились ниже уровня 1.5 м, а значения v_L приблизились к единице, на морской поверхности наблюдались две системы волн.

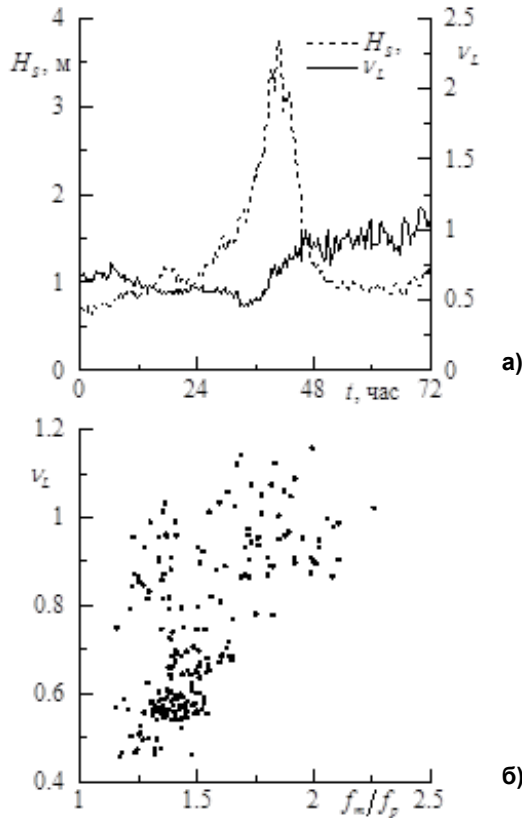


Рис. 3. Характеристики поверхностных волн во время шторма 25–26 ноября 2023 г: изменение во времени ширины спектра v_L и значительной высоты волн H_S (а); зависимость v_L от отношения f_m/f_p (б).

Fig. 3. Characteristics of surface waves during the storm on November 25–26, 2023: time variation of the spectrum bandwidth v_L and significant wave height H_S (a); dependence v_L on the ratio f_m/f_p (б).

В период шторма минимальное значение v_{\min} оказалось равным 0.4, медиана распределения была равна 0.6. Указанные значения v_{\min} и медианы распределения совпадают со значениями этих параметров, полученными для всего ансамбля наблюдаемых ситуаций. Коэффициент корреляции между v_L и H_S равен -0.58.

Зависимость v_L от f_m/f_p , приведенная на рис. 3б, показывает, что с ростом f_m/f_p значения v_L в среднем растут. Коэффициент корреляции между этими параметрами равен 0.58.

Заключение

Ширина спектра играет важную роль при описании поля поверхностных волн и моделировании его характеристик, что определяет необходимость получения детальной информации о характере и пределах ее фактических изменений в морских условиях. В настоящей работе ширина спектра анализируется на основе данных волновых измерений, проведенных в Черном море. Существует несколько определений ширины волнового спектра. В настоящей работе для расчетов ширины спектра v_L использовалось выражение (6), определяющее ее как безразмерную комбинацию первых трех спектральных моментов.

По ансамблю ситуаций построено статистическое распределение ширины спектра поверхностных волн в Черном море. Определен диапазон, в котором меняется параметр v_L , нижняя и верхняя границы этого диапазона, соответственно, равны 0.4 и 1.0. Медиана статистического распределения v_L равна 0.6. Показано, что с ростом значительной высоты волн H_S ширина волнового спектра уменьшается, коэффициент корреляции между v_L и H_S равен -0.58. Полученные результаты могут быть использованы в задачах моделирования, прогноза и классификации морских волн.

Работа выполнена в Морском гидрофизическом институте РАН в рамках государственного задания по теме FNNN-2024-0012 «Анализ, диагноз и оперативный прогноз состояния гидрофизических и гидрохимических полей морских акваторий на основе математического моделирования с использованием данных дистанционных и контактных методов измерений».

The work was carried out at the Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences within the framework of a state assignment on the topic: FNNN-2024-0012 "Analysis, diagnosis and real-time forecast of the state of hydrophysical and hydrochemical fields of marine water areas based on mathematical modelling using data from remote and in situ methods of measurements".

Список литературы

1. Гармашов А.В., Запелалов А.С. Групповая структура волн во время черноморского шторма 25–26 ноября 2023 г. // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2025. № 3 (397). С. 121-131. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-121-131>
2. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. Т. 1. М.: Мир, 1971. 316 с. Jenkins G.M, Watts D.G. Spectral analysis and its applications. Vol. 1. San Francisco, Holden-Day, 1966. 554 p.
3. Дивинский Б. В., Косьян Р. Д. Климатические тенденции в волновом энергетическом потенциале Черного и Азовского морей по результатам численного моделирования // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2016. Вып. 1. С. 15–22.
4. Запелалов А.С., Гармашов А.В. Соотношение глубины впадины и высоты гребня поверхностных волн в прибрежной зоне Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 78–86.
5. Запелалов А.С., Большаков А.Н., Смолов В.Е. Исследование уклонов морской поверхности с помощью массива волнографических датчиков // Океанология. 2009. Т. 49, № 1. С. 37-44.
6. Запелалов А.С., Большаков А.Н., Смолов В.Е. Исследования уровня когерентности морских поверхностных волн // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40, № 4. С. 545-549.
7. Михайличенко С.Ю., Гармашов А.В., Фомин В.В. Верификация модели ветрового волнения SWAN по наблюдениям на стационарной океанографической платформе Черноморского гидрофизического полигона РАН // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2016. Вып. 2. С. 52-57.
8. Рыбалко А.Д., Мысленков С.А., Архипкин В.С. Использование классификации для анализа сезонной изменчивости спектров ветрового волнения в Черном и Азовском морях // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2024. № 1 (391). С. 24-40. DOI: 10.37162/2618-9631-2024-1-24-40
9. Слюняев А.В. Анализ нелинейного спектра интенсивного морского волнения с целью прогноза экстремальных волн // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2018. Т. 61, № 1. С. 1–23.
10. Amarouche K., Akpinar A. Long-term characterization of directional wave spectra in the Black Sea and the Sea of Azov // Applied Ocean Research. 2023. Vol. 141. P. 103783. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2023.103783>
11. Ardhuin F., Magne R., Filipot J-F., Van der Westhuyzen A., Roland A., Quefoulou P., Lefevre J.M., Aouf L., Babanin A., Collard F. Semiempirical dissipation source functions for wind-wave models: Part I, definition, calibration and validation at global scales // J. Phys. Oceanogr. 2010. Vol. 40. P. 1917-1941. DOI: 10.1175/2010jpo4324.1
12. Cartwright D.E., Longuet-Higgins M.S. The statistical distribution of the maxima of a random function // Proc. R. Soc. London. Series A. Mathematical and Physical Sciences. 1956. Vol. 237, is. 1209. P. 212-232. DOI: 10.1098/rspa.1956.0173
13. Garmashov A., Toloknov Y., Korovushkin A. Hydrometeorological monitoring on the stationary oceanographic platform in the Black Sea // International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM. 2019. Vol. 19, no. 3.1. P. 259-264. DOI: 10.5593/sgem2019/3.1/S12.034
14. Goda Y. Random seas and design of maritime structures // Advanced Series on Ocean Engineering. Vol. 15. World Scientific Publishing, 2010. 732 p.
15. Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E., Carlson H., Cartwright D.E., Enke K., Ewing J.A., Gienapp H., Hasselmann D.E., Kruseman P., Meerburg A., Miller P., Olbers D.J., Richter K., Sell W., Walden H. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // Ergänzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe, 1973. A(8) (Nr. 12). P. 1-95.
16. Holthuijsen L.H. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge University Press, 2007. 387 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511618536>
17. James J.P., Panchang V. Assessment of joint distributions of wave heights and periods // Ocean Engineering. 2024. Vol. 313. P. 119501. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2024.119501>

18. *Janssen P.A.E.M.* Nonlinear four-wave interactions and freak waves // *J. Phys. Oceanogr.* 2003. Vol. 33 (4). P. 863-884.
19. *Li J., Yang J., Liu S., Ji X.* Wave groupiness analysis of the process of 2D freak wave generation in random wave trains // *Ocean Eng.* 2015. Vol. 104. P. 480-488.
20. *Longuet-Higgins M.S.* On the joint distribution of the periods and amplitudes of sea waves // *J. Geophys. Res.* 1975. Vol. 80, no. C18. P. 2688-2694.
21. *Longuet-Higgins M.S.* The statistical analysis of a random, moving surface // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.* 1957. Vol. 249 (966). P. 321-387.
22. *Longuet-Higgins M.S.* Statistical properties of wave groups in a random sea state // *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A.* 1984. Vol. 312 (1521). P. 219-250. DOI: 10.1098/rsta.1984.0061
23. *Lucas C., Guedes Soares G.* On the modelling of swell spectra // *Ocean Engineering.* 2015. Vol. 108. P. 749-759. DOI:10.1016/j.oceaneng.2015.08.017
24. *Memos C.D., Joint R.T.* Distribution of wave heights and periods in waters of any depth // *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering.* 2000. Vol. 126, no. 3. P. 162-172. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-950X(2000)126:3(162)
25. *Mori N., Janssen P.A.E.M.* On kurtosis and occurrence probability of freak waves // *J. Physical Oceanography.* 2006. Vol. 36, no. 7. P. 1471-1483.
26. *Mori N., Onorato M., Janssen P.A.E.M., Osborne A. R., Serio M.* On the extreme statistics of long-crested deep water waves: Theory and experiments // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112 (C9). DOI: 10.1029/2006jc004024
27. *Myrhaug D., Wang H., Holmedal L.E., Li H.* Revisiting statistical properties of surf parameter with characteristic wave parameters for single random waves including spectral bandwidth effects // *Proceedings of the Institution of Mechanical Engineers Part M: J. of Engineering for the Maritime Environment.* 2021. Vol. 236, no. 1.147509022110353. DOI: 10.1177/14750902211035364
28. *Pierson W.I., Moskowitz L.* A prosed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity method of S.A. Kitaigorodskii // *J. Geophys. Res.* 1964. Vol. 69, no. 24. P. 5181-5190.
29. *Rodriguez G.R., Royo F.R., Pacheco M., Martinez A.* On the joint of wave heights and periods: The role of the spectral bandwidth // *J. Offshore Mech. Arct. Eng.* 1999. Vol. 121. P. 187-193.
30. *Rybalko A., Myslenkov S.A., Badulin S.I.* Wave Buoy Measurements at Short Fetches in the Black Sea Nearshore: Mixed Sea and Energy Fluxes // *Water.* 2023. Vol. 15, no. 10. P. 1834. <https://doi.org/10.3390/w15101834>
31. *Serio M., Onorato M., Osborne A.R., Janssen P.A.E.M.* On the computation of the Benjamin-Feir Index // *Nuovo Cimento.* 2005. Vol. 28. P. 893-903.
32. *Stansell P.* Distributions of freak wave heights measured in the North Sea // *Applied Ocean Research.* 2004. Vol. 26. P. 35-48.
33. *Stewart P.H.* Introduction to physical oceanography. Department of Oceanography, Texas A&M University, 2008. 353 p.
34. *Wang L., Zhou B., Jin P., Li J., Liu S., Ducrozet G.* Relation between occurrence probability of freak waves and kurtosis/skewness in unidirectional wave trains under single-peak spectra // *Ocean Engineering.* 2022. Vol. 248. P. 110813. DOI: 10.1016/j.oceaneng.2022.110813
35. *Young I.R.* The determination of confidence limits associated with estimates of the spectral peak frequency // *Ocean Engineering.* 1995. Vol. 22, no. 7. P. 669-686.
36. *Zakharov V.E., Dyachenko A.I., Prokofiev A.O.* Freak waves as nonlinear stage of Stokes wave modulation instability // *European Journal of Mechanics - B/Fluids.* 2006. Vol. 25, no. 5. P. 677-692. DOI:10.1016/j.euromechflu.2006.03.004
37. *Zakharov V.E., Badulin S.I., Geogjaev V.V., Pushkarev A.N.* Weak-turbulent theory of wind-driven sea. // *Earth and Space Science.* 2019. Vol. 6, is. 4. P. 1-17 <https://doi.org/10.1029/2018EA000471>

References

1. Garmashov A.V., Zapevalov A.S. Group structure of waves during the Black Sea storm on November 25-26, 2023. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2025, vol. 397, no. 3, pp. 121-131. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-121-131> [in Russ.].
2. Jenkins G.M., Watts D.G. Spectral analysis and its applications. Vol. 1. San Francisco, Holden-Day, 1966. 554 p.
3. Divinsky B.V., Kos'yan R.D. The Black Sea and Sea of Azov wave regime: results of numerical simulation. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoj i shel'fovoj zon morya [Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea]*, 2016, vol. 1, pp. 15-22 [in Russ.].
4. Zapevalov A.S., Garmashov A.V. Ratio between trough and crest of surface waves in the coastal zone of the Black Sea. *Physical Oceanography*, 2024, Vol. 31, no. 1, pp. 71-78.
5. Zapevalov A.S., Bol'shakov A.N., Smolov V.E. Studying the sea surface slopes using an array of wave gauge sensors. *Oceanology*, 2009, vol. 49, no 1, pp. 31-38. DOI: 10.1134/S0001437009010044
6. Zapevalov A.S., Bol'shakov A.N., Smolov V.E. Studies of the coherence level of sea surface waves. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2004, vol. 40, no. 4, pp. 483-487.
7. Mikhailichenko S.Yu., Garmashov A.V., Fomin V.V. Verification of the SWAN Wind Waves Model by Observations on the Stationary Oceanographic Platform of the Black Sea Hydro-physical Polygon of RAS. *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoj i shel'fovoj zon morya [Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea]*, 2016, vol. 2, pp. 52-57 [in Russ.].
8. Rybalko A.D., Myslenkov S.A., Arkhipkin V.S. Using classification to analyze seasonal variability of wind wave spectra in the Black and Azov Seas. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2024, vol. 391, no. 1, pp. 24-40. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-1-24-40> [in Russ.].
9. Slunyaev A.V. Analysis of the nonlinear spectrum of intense sea wave with the purpose of extreme wave prediction. *Radiophys. Quantum Electronics*, 2018, vol. 61, pp. 1-21. <https://doi.org/10.1007/s11141-018-9865-8>
10. Amarouche K., Akpinar A. Long-term characterization of directional wave spectra in the Black Sea and the Sea of Azov. *Applied Ocean Research*, 2023, vol. 141, pp. 103783. <https://doi.org/10.1016/j.apor.2023.103783>
11. Ardhuin F., Magne R., Filipot J-F., Van der Westhuyzen A., Roland A., Quefeulou P., Lefevre J.M., Aouf L., Babanin A., Collard F. Semiempirical dissipation source functions for wind-wave models: Part I, definition, calibration and validation at global scales. *J. Phys. Oceanogr.*, 2010, vol. 40, pp. 1917-1941. DOI: 10.1175/2010jpo4324.1
12. Cartwright D.E., Longuet-Higgins M.S. The statistical distribution of the maxima of a random function. *Proc. R. Soc. London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 1956, vol. 237, is. 1209, pp. 212-232. DOI: 10.1098/rspa.1956.0173
13. Garmashov A., Toloknov Y., Korovushkin A. Hydrometeorological monitoring on the stationary oceanographic platform in the Black Sea. *International Multidisciplinary Scientific Geo-Conference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM*, 2019, vol. 19, no. 3.1, pp. 259-264. DOI: 10.5593/sgem2019/3.1/S12.034
14. Goda Y. Random seas and design of maritime structures. *Advanced Series on Ocean Engineering*. Vol. 15. World Scientific Publishing, 2010. 732 p.
15. Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E., Carlson H., Cartwright D.E., Enke K., Ewing J.A., Gienapp H., Giesemann D.E., Kruseman P., Meerburg A., Mller P., Olbers D.J., Richter K., Sell W., Walden H. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Erganzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift Reihe*, 1973, A (8) (Nr. 12), pp. 1-95.
16. Holthuijsen L.H. Waves in oceanic and coastal waters. Cambridge University Press, 2007, 387 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511618536>
17. James J.P., Panchang V. Assessment of joint distributions of wave heights and periods. *Ocean Engineering*, 2024, vol. 313, pp. 119501. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2024.119501>
18. Janssen P.A.E.M. Nonlinear four-wave interactions and freak waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 2003, vol. 33 (4), pp. 863-884.

19. Li J., Yang J., Liu S., Ji X. Wave groupiness analysis of the process of 2D freak wave generation in random wave trains. *Ocean Eng.*, 2015, vol. 104, pp. 480-488.
20. Longuet-Higgins M.S. On the joint distribution of the periods and amplitudes of sea waves. *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, no. C18, pp. 2688-2694.
21. Longuet-Higgins M.S. The statistical analysis of a random, moving surface. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 1957, vol. 249 (966), pp. 321-387.
22. Longuet-Higgins M.S. Statistical properties of wave groups in a random sea state. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A.*, 1984, vol. 312 (1521), pp. 219-250. DOI: 10.1098/rsta.1984.0061
23. Lucas C., Guedes Soares G. On the modelling of swell spectra. *Ocean Engineering*, 2015, vol. 108, pp. 749-759. DOI:10.1016/j.oceaneng.2015.08.017
24. Memos C.D., Joint R.T. Distribution of wave heights and periods in waters of any depth. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 2000, vol. 126, no. 3, pp. 162-172. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-950X(2000)126:3(162)
25. Mori N., Janssen P.A.E.M. On kurtosis and occurrence probability of freak waves. *J. Physical Oceanography*, 2006, vol. 36, no. 7, pp. 1471-1483.
26. Mori N., Onorato M., Janssen P.A.E.M., Osborne A. R., Serio M. On the extreme statistics of long-crested deep water waves: Theory and experiments. *J. Geophys. Res.*, 2007, vol. 112 (C9). DOI: 10.1029/2006jc004024
27. Myrhaug D., Wang H., Holmedal L.E., Li H. Revisiting statistical properties of surf parameter with characteristic wave parameters for single random waves including spectral bandwidth effects. *Proceedings of the Institution of Mechanical Engineers. Part M: J. of Engineering for the Maritime Environment.*, 2021, vol. 236, no. 1.147509022110353. DOI: 10.1177/14750902211035364
28. Pierson W.I., Moskowitz L. A prosed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity method of S.A. Kitaigorodskii. *J. Geophys. Res.*, 1964, vol. 69, no. 24, pp. 5181-5190.
29. Rodriguez G.R., Royo F.R. Pacheco M., Martinez A. On the joint of wave heights and periods: The role of the spectral bandwidth. *J. Offshore Mech. Arct. Eng.*, 1999, vol. 121, pp. 187-193.
30. Rybalko A., Myslenkov S.A., Badulin S.I. Wave Buoy Measurements at Short Fetches in the Black Sea Nearshore: Mixed Sea and Energy Fluxes. *Water*, 2023, vol. 15, no. 10, pp. 1834. <https://doi.org/10.3390/w15101834>
31. Serio M., Onorato M., Osborne A.R., Janssen P.A.E.M. On the computation of the Benjamin-Feir Index. *Nuovo Cimento*, 2005, vol. 28, pp. 893-903.
32. Stansell P. Distributions of freak wave heights measured in the North Sea. *Applied Ocean Research*, 2004, vol. 26, pp. 35-48.
33. Stewart P.H. Introduction to physical oceanography. Department of Oceanography, Texas A&M University, 2008. 353 p.
34. Wang L., Zhou B., Jin P., Li J., Liu S., Ducrozet G. Relation between occurrence probability of freak waves and kurtosis/skewness in unidirectional wave trains under single-peak spectra. *Ocean Engineering*, 2022, vol. 248, pp. 110813. DOI: 10.1016/j.oceaneng.2022.110813
35. Young I.R. The determination of confidence limits associated with estimates of the spectral peak frequency the determination of confidence limits associated with estimates of the spectral peak frequency. *Ocean Engineering*, 1995, vol. 22, no. 7, P. 669-686.
36. Zakharov V.E., Dyachenko A.I., Prokofiev A.O. Freak waves as nonlinear stage of Stokes wave modulation instability. *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, 2006, vol. 25, no. 5, pp. 677-692. DOI:10.1016/j.euromechflu.2006.03.004
37. Zakharov V.E., Badulin S.I., Geogjaev V.V., Pushkarev A.N. Weak-turbulent theory of wind-driven sea. *Earth and Space Science*, 2019, vol. 6, is. 4, pp. 1-17 <https://doi.org/10.1029/2018EA000471>

Поступила 15.03.2026; принята в печать 26.05.2026.
Submitted 15.03.2026; accepted for publication 26.05.2026.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-119-127>

УДК 551.5

Деятельность Всемирной метеорологической организации по ускорению цифровой трансформации оперативной гидрологии

Ю.А. Симонов¹, Т.М. Дмитриева²

*¹ Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия;*

*² Московский государственный технический университет
имени Н.Э. Баумана г. Москва, Россия
simonov@mecom.ru*

В последнее время цифровая трансформация играет все более важную роль в гидрометеорологических исследованиях и прогнозах. Всемирная метеорологическая организация (ВМО) в развитии своей глобальной инфраструктуры в области наблюдений, информационного обмена, обработки данных и прогнозирования существенно расширила использование методов искусственного интеллекта и машинного обучения, а также «интернета вещей». В 2025 году Исполнительный совет и Всемирный метеорологический конгресс утвердили План действий ВМО в области использования искусственного интеллекта, учредили совместную консультативную группу по искусственному интеллекту, приняли новую стратегию Комплексной системы ВМО обработки данных и прогнозирования с ускоренным внедрением искусственного интеллекта, придав тем самым цифровой трансформации гидрометеорологии стратегическое значение.

Оперативная гидрология, охватывающая мониторинг водных объектов, сбор гидрологической информации, её обработку, производство и доведение информационной, аналитической и прогностической продукции до конечных пользователей не стала исключением. В статье представлен обзор основных направлений цифровой трансформации проектов и систем ВМО в области оперативной гидрологии.

Ключевые слова: цифровая трансформация, искусственный интеллект, ВМО, оперативная гидрология

The World Meteorological Organization's activities to accelerate the digital transformation of operational hydrology

Yu.A. Simonov¹, T.M. Dmitrieva²

¹ Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia;

*² Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia
simonov@mecom.ru*

Recently, digital transformation has played an increasingly important role in hydrometeorological research and forecasting. The World Meteorological Organization (WMO) has significantly expanded the use of artificial intelligence and machine learning, as well as the Internet of Things, in developing its global infrastructure for observations, information exchange, data processing, and forecasting. In 2025, the Executive Council and the World Meteorological Congress endorsed the WMO Action Plan on Artificial Intelligence,

established a joint advisory group on artificial intelligence, and adopted a new strategy for the WMO Integrated Data Processing and Prediction System with accelerated adoption of artificial intelligence, thereby giving strategic importance to the digital transformation of hydrometeorology.

Operational hydrology, encompassing the monitoring of water bodies, collection of hydrological information, its processing, production, and delivery of information, analytical and forecast products to end users, is no exception. The present paper provides an overview of the main areas of digital transformation of WMO projects and systems in operational hydrology.

Keywords: digital transformation, artificial intelligence, WMO, operational hydrology

Введение

К современным тенденциям общемировой практики оперативной гидрологии и управления водными ресурсами относится внедрение элементов цифровой трансформации в процессы гидрологического мониторинга, обработки данных наблюдений, подготовки информационно-аналитической продукции, выпуска гидрологических прогнозов и их доведения до широкого круга потребителей.

Разрабатываются и внедряются в оперативную практику методики гидрологических прогнозов, основанные на моделях машинного обучения [1, 8, 10]. К преимуществам моделей машинного обучения можно отнести снижение временных затрат на их разработку, переобучение, а также возможность их использования для речных бассейнов, недостаточно освещённых данными гидрометеорологических наблюдений. На основе анализа больших данных эти модели позволяют получать надежные методики прогноза. Широко распространен и гибридный подход, при котором совместно с методами искусственного интеллекта используются физически обоснованные модели формирования речного стока [14].

Искусственный интеллект используется при учете речного стока, когда традиционно сложная задача по определению зависимостей «расход – уровень воды» решается с помощью методов машинного обучения [11, 13].

Элементы «интернета вещей» применяются в решении задач мониторинга состояния водных объектов, включая сеть автоматизированных гидрологических комплексов мониторинга, оснащенных датчиками измерений различных параметров [2], объединяются одним или несколькими протоколами в единую сеть, которая обеспечивает сбор данных наблюдений и позволяет изменять частоту сбора данных, передачи информации и сохранения в базах данных в зависимости от состояния водного объекта [12, 19].

Переход от традиционных методов и моделей отдельных элементов гидрологического цикла речных бассейнов к использованию цифровых двойников позволяет определить все возможные процессы системы речного бассейна, которые влияют на управление водными ресурсами, их комплексное использование, моделирование последствий паводков и маловодий, изменение характеристик водосбора в условиях изменения

климата и при антропогенных вмешательствах. Принимая во внимание требования к исходным данным, необходимость создания комплексных моделей большинства природных и антропогенных процессов, развитие и внедрение цифровых двойников в гидрологии представляет собой сложную задачу, которая в настоящее время решается для отдельных речных бассейнов при интеграции данных различных ведомств [16, 18].

Для обобщения опыта цифровой трансформации в области гидрометеорологии, его использования в глобальной инфраструктуре ВМО, а также для выработки рекомендаций в области искусственного интеллекта (ИИ) для национальных гидрометеорологических служб (НГМС), ВМО утвердила План действий по искусственному интеллекту, а также приняла ряд других решений, нацеленных на ускоренную цифровую трансформацию.

Деятельность ВМО по цифровой трансформации

В 2025 году на 79-й сессии Исполнительного совета ВМО и внеочередной сессии Всемирного метеорологического конгресса был принят ряд решений, определяющих ускоренную цифровую трансформацию деятельности ВМО в ближайшие годы. В частности, Исполнительный совет ВМО утвердил План действий по искусственному интеллекту для использования современных возможностей для цифровой трансформации оперативной гидрометеорологии. План действий предусматривает сотрудничество ВМО с государственным, частным и академическим секторами в области применения технологий ИИ, включая машинное обучение, для повышения эффективности процесса создания гидрометеорологической продукции – от мониторинга до выпуска прогнозов и предупреждений. В Плате действий признается революционный потенциал использования ИИ в гидрометеорологии и растущая роль частного сектора в этом процессе. При этом подчеркивается необходимость сохранения ведущей роли НГМС по выпуску предупреждений об опасных гидрологических и метеорологических явлениях. Также отмечается необходимость наращивания потенциала НГМС, в том числе развивающихся и наименее развитых стран-членов ВМО, при помощи создания образовательных программ в региональных учебных центрах ВМО в области применения методов ИИ в задачах оперативной гидрологии.

Создана совместная консультативная группа ВМО по искусственному интеллекту, основной целью которой является информирование ВМО о деятельности, связанной с разработкой и использованием технологий ИИ в метеорологии и гидрологии. Работа консультативной группы будет способствовать ускорению интеграции ИИ в инфраструктуру, предоставление обслуживания и исследовательскую деятельность организации. В состав совместной консультативной группы по ИИ войдут эксперты из государственного, частного и академического секторов.

Всемирный метеорологический конгресс принял новую стратегию Комплексной системы обработки и прогнозирования ВМО (КСОПВ),

которая включает применение ИИ. В стратегии указываются основные этапы разработки технических руководящих принципов по использованию технологий прогнозирования системы Земля на основе искусственного интеллекта в КСОПВ (рис. 1). КСОПВ объединяет оперативные центры, управляемые странами-членами ВМО, предоставляющими прогнозы и гидрометеорологическую продукцию [3].

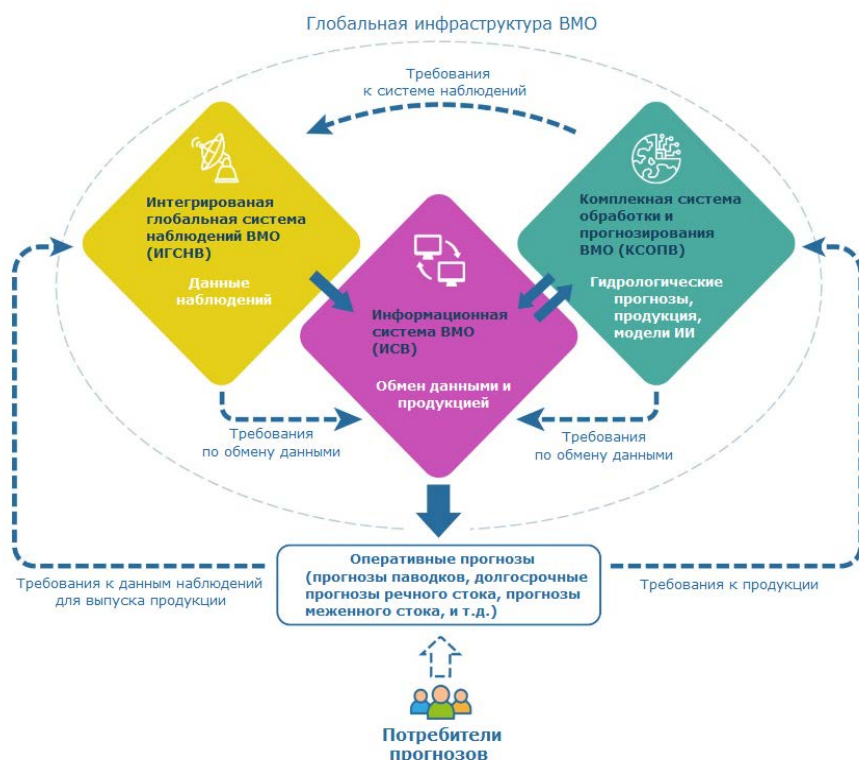


Рис. 1. Функционирование Комплексной системы обработки и прогнозирования ВМО в глобальной инфраструктуре ВМО (рисунок разработан с использованием материалов ВМО).

Fig. 1. Operation of the WMO Integrated Processing and Prediction System within the WMO global infrastructure (Figure developed using WMO materials).

В новой стратегии КСОПВ отмечен существенный потенциал ИИ для расширения возможностей действующих оперативных центров. Также указано, что возможности систем ИИ по поддержке прогнозов и предупреждений об опасных метеорологических явлениях в локальном масштабе и опасных гидрологических явлениях со значительными последствиями остаются недостаточными. В ней подчеркивается необходимость оказания поддержки НМГС по всему миру в определении своих возможностей и проблем, связанных с новыми технологиями, получением доступа к инновациям и их оптимальным использованием. В рамках новой стратегии

КСОПВ предполагается организовать сотрудничество с государственным, частным и академическим секторами в применении технологий ИИ, включая машинное обучение, для укрепления потенциала для цифровой трансформации в области метеорологии, гидрологии и климата. На первом этапе интеграции ИИ в КСОПВ будут реализованы пилотные проекты, в ходе которых должно быть изучено, как новые технологии ИИ могут дополнить существующие возможности прогнозирования, особенно в тех областях, где потенциал ограничен.

В области оперативной гидрологии ВМО реализует пилотный проект по выпуску глобальной продукции прогнозирования паводков, основанный на использовании моделей ИИ и так называемых нетрадиционных источников, то есть оперативных центров, не относящихся к НГМС. В пилотном проекте участвуют центры выпуска гидрологических прогнозов Google, Европейский центр по среднесрочным прогнозам погоды, НАСА и другие. Пилотный проект предполагает выпуск прогнозов паводков с заблаговременностью до десяти суток на выбранных речных бассейнах и гидрологических постах, данные по которым представлены НГМС. Указанные центры выпускают гидрологические прогнозы либо полностью, либо частично на основе методов и моделей ИИ [15, 17]. В качестве базовых требований к центрам прогностической продукции, участвующим в пилотном проекте, указывается необходимость ежедневного выпуска прогноза гидрографа расхода воды с заблаговременностью десять суток для указанных странами-участниками проекта гидрологических постов, выпуск прогноза не реже одного раза в сутки, производство сопутствующей информационно-аналитической продукции, включая характеристики снежного покрова, влажности почв и т. д.

В результате выполнения пилотного проекта будет получено представление о возможностях прогнозирования паводков с использованием ИИ и нетрадиционных источников, в том числе о характеристиках точности и надежности гидрологических прогнозов, необходимой исходной информации для их выпуска и о возможности выпуска прогнозов с глобальным охватом. Выводы пилотного проекта будут использованы для актуализации требований к потенциальным центрам выпуска среднесрочных прогнозов паводков в Наставлении [5]. В результате реализации проекта ожидается разработка рекомендации по интеграции центров выпуска среднесрочных прогнозов паводков на основе ИИ в КСОПВ для предоставления членам ВМО прогностической продукции.

Информационной основой для глобальной прогностической инфраструктуры ВМО и национальных систем прогнозирования являются системы наблюдений и информационного обмена ВМО, развивающиеся в парадигме цифровой трансформации. Интегрированная глобальная система наблюдений ВМО [7] обеспечивает данные наблюдений НГМС для оперативных центров прогнозирования КСОПВ, выпускающих в том числе гидрологические прогнозы. Обмен данными гидрологических наблюдений, информационной и прогностической продукцией будет развиваться

посредством новой версии Информационной системы ВМО – ИСВ 2.0 [4, 6]. Основные принципы организации системы включают использование «интернета вещей», веб-технологий и облачных решений для повышения доступности, оперативности и масштабируемости данных. Система объединяет традиционные наблюдательные станции и посты, а также новые экономически эффективные датчики с использованием модели «публикация – подписка» для эффективного и простого обмена данными между НГМС и другими пользователями.

Признавая необходимость объединения усилий для использования ИИ, ВМО на внеочередной сессии Всемирного метеорологического конгресса призвала все заинтересованные стороны в государственном, частном и академическом секторах применять технологии ИИ, включая машинное обучение, для укрепления всего цикла выпуска гидрометеорологической продукции. ВМО полагает, что международное и многосекторное взаимодействие послужит драйвером использования ИИ, включая машинное обучение, для удовлетворения растущих потребностей пользователей в гидрометеорологической продукции.

Заключение

Всемирная метеорологическая организация внедряет ИИ и другие элементы цифровой трансформации в свою деятельность. Принят План действий ВМО по искусственному интеллекту, создана объединенная консультативная группа по искусственному интеллекту, а также рабочая группа по цифровой трансформации в области гидрологии и водных ресурсов. ВМО обобщает опыт использования ИИ в области гидрометеорологии, призывая к сотрудничеству академический сектор, бизнес и другие организации.

Выполняется цифровая трансформация глобальной инфраструктуры ВМО, которая включает реализацию Интегрированной глобальной системы наблюдений ВМО, Информационной системы ВМО, а также Комплексной системы обработки и прогнозирования ВМО с использованием ИИ, включая модели машинного обучения, и «интернета вещей». Так, например, в стратегии КСОПВ указана возрастающая роль ИИ в моделировании системы Земля, рассмотрены шаги ускоренной интеграции оперативных центров, использующих ИИ для выпуска прогностической продукции, в том числе в области оперативной гидрологии, в КСОПВ.

Реализуется пилотный проект ВМО по глобальной продукции прогнозирования паводков с участием оперативных центров прогнозирования, использующих для выпуска прогнозов модели ИИ. По результатам реализации проекта планируется уточнить требования НГМС к продукции среднесрочного прогнозирования паводков. Будет предложен новый вид оперативных центров КСОПВ со специализацией в области среднесрочного прогноза паводков с использованием в т. ч. методов ИИ.

Действия ВМО в области цифровой трансформации оперативной гидрологии позволят предоставлять более качественную прогностическую продукцию членам ВМО, а также выработать рекомендации по цифровой трансформации национальных систем мониторинга, обработки данных, подготовки информационной и прогностической продукции для более эффективного гидрологического обслуживания потребителей.

Список литературы

1. Борщ С.В., Симонов Ю.А., Христофоров А.В. Прогнозирование стока рек России. М.: Гидрометцентр России, 2023. 200 с.
2. Бузмаков С.В., Юхно А.В., Остахов А.А. Использование автоматизированных гидрологических комплексов для измерения уровня воды на государственной наблюдательной сети // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». 2025. Т. 52. С. 3-18
3. Дмитриева Т.М., Клепиков А.В., Гусев А.И. Комплексная система обработки и прогнозирования ВМО // Метеорология и гидрология. 2025. Вып. 8. С. 139-142
4. Дмитриева Т.М., Клепиков А.В., Корбулакова В.К., Цуканов В.В. Совершенствование информационной системы ВМО // Метеорология и гидрология. 2025. № 5. С. 141-143.
5. Наставление по Комплексной системе обработки и прогнозирования ВМО. Дополнение IV к Техническому регламенту ВМО // ВМО-№ 485. Всемирная метеорологическая организация, 2024. 217 с.
6. Наставление по Информационной системе ВМО // ВМО-№1060. Всемирная метеорологическая организация, 2024. 94 с.
7. Наставление по Интегрированной глобальной системе наблюдений ВМО Дополнение VIII к Техническому регламенту ВМО // ВМО-№1160. Всемирная метеорологическая организация, 2024. 161 с.
8. Романов А.В., Акмаев Э.Р., Червоненкис М.А. Глубокие нейронные сети архитектуры трансформера в задачах гидрологических прогнозов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. №2 (388). С. 138-155.
9. Симонов Ю.А. Оперативная гидрология в деятельности Всемирной метеорологической организации // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2025. № 2 (396). С. 121-140
10. Симонов Ю.А., Христофоров А.В., Ковалев К.А., Малыгин Е.В., Осипцов А.А., Сотириади Н.С. Анализ результатов прогнозирования весеннего половодья 2025 года с помощью модели искусственного интеллекта // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2026. № 1 (399). С. 140-158.
11. Шевченко А.И., Готовченкова И.Л., Белоус С.В. Современные автоматизированные средства сбора и обработки гидрологической информацией по рекам и каналам наблюдательной сети Росгидромета и перспективы их развития с применением машинного обучения // Труды VII Всероссийской научно-практической конференции «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России», Иркутск, 19–21 марта 2025 г. С. 49-59. DOI: 10.26516/978-5-9624-2438-5.2025.1-355
12. Ansari S.A., Vidyarthi V.K. Use of Internet of Things in water resources applications: challenges and future directions: a critical review // Discover Internet Things. 2025. Vol. 5. Article no. 96.
13. Baruah A., Zarrabi R., Cohen S. et al. Interpretable machine learning for predicting rating curve parameters using channel geometry and hydrological attributes across the United States // Sci. Rep. 2025. Vol. 55. Article no. 44164.
14. Duan Y., Akula S., Kumar S., Lee W., Khajehei S. A Hybrid Physics–AI Model to Improve Hydrological Forecasts // Artif. Intell. Earth Syst. 2023. Vol. 2. e220023.
15. Huynh N.N.T., Garambois P.-A., Renard B., Colleoni F., Monnier J., Roux H. A distributed hybrid physics–AI framework for learning corrections of internal hydrological fluxes and enhancing high-resolution regionalized flood modeling // Hydrol. Earth Syst. Sci. 2025. Vol. 29. P. 3589-3613. <https://doi.org/10.5194/hess-29-3589-2025>

16. Morlot M., Rigon R., Formetta G. Hydrological digital twin model of a large anthropized Italian alpine catchment: The Adige river basin // Journal of Hydrology. 2024. Vol. 629. P. 130587.
17. Nearing G., Cohen D., Dube V. et al. Global prediction of extreme floods in ungauged watersheds // Nature. 2024. Vol. 627. P. 559-563.
18. Wang X, Wu B, Zhou G, Wang T, Meng F, Zhou L, Cao H, Tang Z. How a vast digital twin of the Yangtze River could prevent flooding in China // Nature. 2025. Vol. 639 (8054). P. 303-305.
19. Zanella A., Zubez S., Bennis M., Capuzzo M., Tarolli P. Internet of Things for Hydrology: Potential and Challenges // 18th Wireless On-Demand Network Systems and Services Conference (WONS), Madonna di Campiglio, Italy, 2023. P. 114-121.

References

1. Borsch S.V., Simonov Yu.A., Khristoforov A.V. Prognozirovanie stoka rek Rossii [Streamflow forecasting in Russia]. Moscow, Izd-vo FGBU «Gidrometcentr Rossii», 2023, 200 p. [in Russ.].
2. Buzmakov S. V., Iukhno A. V., Ostashov A. A. The Use of Automated Hydrological Complexes for Stage Measurement on the Russian Monitoring Network. *Izvestiya Irkutskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya «Nauki o Zemle»* [The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences], 2025, vol. 52, pp. 3-18. DOI: 10.26516/2073-3402.2025.52.3 [in Russ.].
3. Dmitrieva T.M., Klepikov A.V., Gusev A.I. WMO Integrated Processing and Prediction System. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. Meteorol. Hydrol.], 2025, no. 8, pp. 139-142 [in Russ.].
4. Dmitrieva T.M., Klepikov A.V., Korbulakova V.K., Tsukanov V.V. Improvement of the WMO Information System. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. Meteorol. Hydrol.], 2025, no. 5, pp. 141-143 [in Russ.].
5. Nastavlenie po Kompleksnoy sisteme obrabotki i prognozirovaniya VMO. Dopolnenie IV k Tekhnicheskomu reglamentu WMO. *WMO-№ 485*. Vsemirnaya meteorologicheskaya organizatsiya, 2024, 217 p. [in Russ.].
6. Nastavlenie po Informacionnoy sisteme WMO. *WMO-№1060*. Vsemirnaya meteorologicheskaya organizatsiya, 2024, 94 p. [in Russ.].
7. Nastavlenie po Integrirovannoy global'noy sisteme nablyudeniya VMO Dopolnenie VIII k Tekhnicheskomu reglamentu WMO. *WMO-№1160*, Vsemirnaya meteorologicheskaya organizatsiya, 2024, 161 p. [in Russ.].
8. Romanov A.V., Akmaev E.R., Chervonenkis M.A. Deep neural networks of transformer architecture in problems of hydrological forecasts. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2023, vol. 388, no. 2, pp. 138-155 [in Russ.].
9. Simonov Yu.A. Activities of the World Meteorological Organization in the field of operational hydrology. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2025, vol. 396, no. 2, pp. 121-140 [in Russ.].
10. Simonov Yu.A., Khristoforov A.V., Koliy V.M., Kovalev K.A., Malygin E.V., Osiptsov A.A., Sotiriadi N.S. Analysis of the spring flood of 2025 forecasting using an artificial intelligence model. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting], 2026, vol. 399, no. 1, pp. 140-158 [in Russ.].
11. Shevchenko A.I., Gotovchenkova I.L., Belous S.V. Sovremennyye avtomatizirovannyye sredstva sbora i obrabotki gidrologicheskoy informatsii po rekam i kanalnym nablyudatel'noy seti Rosgidrometa i perspektivy ih razvitiya s primeneniem mashinogo obucheniya. *Trudy VII Vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii «Sovremennyye tendentsii i perspektivy razvitiya gidrometeorologii v Rossii»*, Irkutsk, 19–21 marta 2025 g., pp. 49-59 [in Russ.].
12. Ansari S.A., Vidyarthi V.K. Use of Internet of Things in water resources applications: challenges and future directions: a critical review. *Discover Internet Things*, 2025, vol. 5, article no. 96.
13. Baruah A., Zarrabi R., Cohen S. et al. Interpretable machine learning for predicting rating curve parameters using channel geometry and hydrological attributes across the United States. *Sci. Rep.*, 2025, vol. 55, article no. 44164.

14. Duan Y., Akula S., Kumar S., Lee W., Khajehi S. A Hybrid Physics–AI Model to Improve Hydrological Forecasts. *Artif. Intell. Earth Syst.*, 2023, vol. 2, e220023.
15. Huynh N.N.T., Garambois P.-A., Renard B., Colleoni F., Monnier J., Roux H. A distributed hybrid physics–AI framework for learning corrections of internal hydrological fluxes and enhancing high-resolution regionalized flood modeling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2025, vol. 29, pp. 3589-3613. <https://doi.org/10.5194/hess-29-3589-2025>
16. Morlot M., Rigon R., Formetta G. Hydrological digital twin model of a large anthropized Italian alpine catchment: The Adige river basin. *Journal of Hydrology*, 2024, vol. 629, pp. 130587.
17. Nearing G., Cohen D., Dube V. et al. Global prediction of extreme floods in ungauged watersheds. *Nature*, 2024, vol. 627, pp. 559-563.18.
18. Wang X, Wu B, Zhou G, Wang T, Meng F, Zhou L, Cao H, Tang Z. How a vast digital twin of the Yangtze River could prevent flooding in China. *Nature*, 2025, vol. 639 (8054), pp. 303-305.
19. Zanella A., Zubezu S., Bennis M., Capuzzo M., Tarolli P. Internet of Things for Hydrology: Potential and Challenges. *18th Wireless On-Demand Network Systems and Services Conference (WONS)*, Madonna di Campiglio, Italy, 2023, pp. 114-121.

*Поступила 06.02.2026; принята в печать 26.05.2026.
Submitted 06.02.2026; accepted for publication 26.05.2026.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-128-142>

УДК 556.06

Эффективность использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока

С.В. Борщ, Р.М. Вильфанд, Ю.А. Симонов, А.В. Христоворов

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр

Российской Федерации, г. Москва, Россия

borsch@mecom.ru, romanvilfand@mail.ru, simonov@mecom.ru, khristoforov_a@mail.ru

Предложена количественная оценка эффективности использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока. Даны примеры такой оценки для долгосрочных и краткосрочных прогнозов различных характеристик притока воды в Чебоксарское водохранилище и стока рек бассейнов Оки, Камы и Черноморского побережья Кавказа, при получении которых использованы модели формирования речного стока ECOMAG, DWAT, HBV, ансамблевый подход и оперативная система COSMO-Ru.

Показано, каким образом эффективность использования метеорологических прогнозов зависит от надежности и репрезентативности располагаемой гидрометеорологической информации, адекватности используемой модели формирования речного стока, степени влияния на получаемый прогноз погодных условий в период его заблаговременности и точности их предсказания. Продемонстрирована возможность заметного снижения ошибок гидрологического прогнозирования даже при использовании метеорологических прогнозов невысокой точности.

Ключевые слова: речной сток, прогноз, заблаговременность, погрешность, метеорологические элементы, неопределенность, эффективность

Efficiency of using meteorological forecasts in river runoff forecasting methods

S. V. Borsch, R. M. Vilfand, Yu. A. Simonov, A. V. Khristoforov

Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia

borsch@mecom.ru, romanvilfand@mail.ru, simonov@mecom.ru, khristoforov_a@mail.ru

A quantitative assessment of the efficiency of using meteorological forecasts in river runoff forecasting methods is proposed. Examples of such assessment are provided for long- and short-term forecasts of various water inflow characteristics for the Cheboksary Reservoir and river runoff of the Oka and Kama basins and the Black Sea coast of the Caucasus. These forecasts were generated using the ECOMAG, DWAT, and HBV hydrological models, an ensemble approach, and the COSMO-Ru operational system.

It is shown how the efficiency of using meteorological forecasts depends on the reliability and representativeness of available hydrometeorological information, the adequacy of the river runoff formation model, the degree of influence of weather conditions and the accuracy of their prediction on the resulting forecast during the lead time period. A possibility of significantly reducing hydrological forecasting errors even when using low-accuracy meteorological forecasts is demonstrated.

Keywords: river flow, forecast, lead time, error, meteorological elements, uncertainty, efficiency

Введение

По мере увеличения технических возможностей получения надежной гидрометеорологической информации и внедрения все более совершенных моделей формирования речного стока неопределенность хода метеорологических элементов в течение заблаговременности гидрологического прогноза становится ведущим фактором, определяющим его погрешность [5, 6, 13, 16, 24]. Частично снизить роль этого фактора и тем самым повысить точность гидрологического прогнозирования позволяет использование метеорологических прогнозов на период заблаговременности, когда, используя идею динамико-стохастического моделирования, эти прогнозы подставляются в качестве входной информации в модель формирования речного стока [4, 9, 20, 22, 23].

В качестве прогностических моделей формирования речного стока следует отметить британскую физико-математическую модель IHDM, южнокорейскую концептуальную модель DWAT, шведскую концептуальную модель HBV-96 и разработанную в Институте водных проблем РАН физико-математическую модель формирования речного стока ECOMAG [11, 13, 14, 17].

Для краткосрочного и среднесрочного прогнозирования хода метеорологических элементов используются американская модель прогнозирования погоды GFS, модель ECMWF Европейского центра среднесрочного прогнозирования и разработанная в ФГБУ «Гидрометцентр России» оперативная система COSMO-Ru [15, 18, 19, 21]. При составлении месячного и сезонного прогноза основных метеорологических полей используется разработанная в ФГБУ «Гидрометцентр России» глобальная конечно-разностная модель общей циркуляции атмосферы ПЛАВ [8].

Для получения сверхдолгосрочных метеорологических прогнозов в Институте вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН разработана модель климата INM-CM5 [10]. Попытка использования данной модели для прогнозирования месячного и годового стока рек России с заблаговременностью один год и более пока не дала удовлетворительных результатов [12].

Представляется достаточно очевидным следующее утверждение: чем больше вклад неопределенности хода метеорологических элементов в течение заблаговременности гидрологического прогноза в его погрешность и чем точнее предсказание этих метеорологических элементов, тем выше эффект от использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока. Однако данная простая закономерность усложняется разнонаправленным влиянием заблаговременности гидрологического прогноза. С ее увеличением вклад неопределенности хода метеорологических элементов возрастает, а точность их прогнозирования снижается [5, 13, 19].

Таким образом, анализ эффективности использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока в зависимости

от вклада неопределенности хода метеорологических элементов и от точности их предсказания, а также количественное выражение этой зависимости представляет достаточно интересную и важную теоретическую и практическую задачу, решению которой посвящена настоящая статья.

Оценка эффективности использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока в общем случае

Рассматривается ситуация, когда для долгосрочного прогнозирования характеристики речного стока Y используется модель его формирования. Как правило, модель описывает процессы формирования речного стока с шагом в одни сутки и на входе усваивает ежедневные гидрометеорологические данные. На первом этапе выходом модели являются среднесуточные расходы воды в замыкающем створе речного бассейна, а на втором этапе по этим расходам рассчитывается прогнозируемая характеристика речного стока Y .

Модель усваивает образующие вектор X известные к дате составления прогноза гидрометеорологические характеристики и образующие вектор Z метеорологические характеристики погодных условий в течение периода заблаговременности прогноза. Получаемое с помощью модели значение прогнозируемой характеристики речного стока определяется функцией $F(X, Z)$, которая, как правило, выражается в неявном виде, но полностью задана после калибровки модели.

Прогноз характеристики речного стока Y может определяться некоторой функцией $F(X, Z)$ и при условии использования физико-статистического метода, при котором прогноз величины Y определяется ее эмпирической зависимостью от компонентов вектора X и образующих вектор Z метеорологических характеристик периода заблаговременности гидрологического прогноза. В частности, при долгосрочном прогнозировании месячного стока в летне-осенний период в качестве X и Z (в данном случае скалярных величин) могут выступать сток предыдущего месяца и слой осадков прогнозируемого месяца. При долгосрочном прогнозировании максимального уровня воды весеннего половодья вектор X может быть образован средними по водосбору максимальными запасами воды в снеге, характеристиками влажности почвы и степени ее промерзания, а вектор Z – слоем осадков и средней температурой воздуха за период снеготаяния [6, 16, 24].

Возможны три варианта использования определяемой моделью формирования речного стока или эмпирической зависимостью функции $F(X, Z)$.

1. Расчет характеристики речного стока в виде $Y_0 = F(X, Z)$ при заданных значениях векторов X и Z . Такой расчет можно рассматривать как прогноз с нулевой заблаговременностью. Его точность характеризует

надежность, репрезентативность и полноту используемой гидрометеорологической информации, а также адекватность описания зависимости величины Y от векторов X и Z с помощью функции $F(X, Z)$.

2. Прогноз характеристики речного стока в виде $Y_M = F(X, \tilde{Z})$, в котором используется прогноз \tilde{Z} метеорологических условий периода заблаговременности, получаемый с помощью одной из моделей прогнозирования погоды.

3. Прогноз, для получения которого в условиях отсутствия или недостаточной точности метеорологических прогнозов применяется ансамблевый подход, который предусматривает усвоение моделью наблюдавшихся в прошлом значений вектора Z (сценариев хода метеорологических элементов в течение периода заблаговременности гидрологического прогноза) и усреднение полученных результатов [2, 4, 6, 11, 13]. В этом случае прогноз характеристики речного стока выражается в виде $Y_A = \bar{F}(X)$, где функция $\bar{F}(X)$ получена путем осреднения функции $F(X, Z)$ по всем наблюдавшимся значениям вектора Z .

В дальнейшем предполагается, что ко всем рассматриваемым расчетам и прогнозам предварительно применена процедура их линейной коррекции, которая разработана и нашла широкое применение в ФГБУ «Гидрометцентр России». Данная процедура позволяет существенно повысить точность расчетов и прогнозов за счет устранения их систематических ошибок и сокращения диапазона их возможных значений. Точность скорректированных расчетов и прогнозов определяется коэффициентом корреляции между их значениями и фактическими значениями величины Y [6].

Методы статистической оценки среднеквадратических погрешностей S_0 , S_M и S_A расчета Y_0 , прогноза Y_M и прогноза Y_A подробно изложены в работе [2]. В дальнейшем более удобным представляется рассматривать квадраты этих величин S_0^2 , S_M^2 и S_A^2 , которые равны среднему значению квадрата ошибки расчета и соответствующего прогноза.

Погрешность S_A^2 полученного с помощью ансамблевого подхода прогноза Y_A превосходит погрешность S_0^2 расчета Y_0 , так как прогноз Y_A не учитывает ожидаемый ход метеорологических элементов в период заблаговременности. Возникающее в результате этой неопределенности дополнительное слагаемое среднего квадрата ошибки прогноза равно

$$S_H^2 = S_A^2 - S_0^2. \quad (1)$$

Влияние неопределенности хода метеорологических характеристик в период заблаговременности прогноза речного стока характеризуется показателем

$$f = \frac{S_A^2 - S_0^2}{S_A^2} = \frac{S_H^2}{S_A^2}. \quad (2)$$

Показатель f может варьировать от 0 до 1. Он приближается к нулю при неудачном определении функции получения прогноза $F(X, Z)$ и ее аргументов и, в частности, компонентов вектора Z , которые практически не дают информации о метеорологических условиях формирования речного стока в период заблаговременности его прогноза. Показатель f приближается к единице при удачном определении функции получения прогноза $F(X, Z)$ и ее аргументов, обеспечивающем очень малую погрешность S_0^2 расчета Y_0 . Таким образом, степень влияния неопределенности хода метеорологических характеристик в период заблаговременности гидрологического прогноза на его погрешность зависит не только от климатических условий речного бассейна, но и от особенностей применяемой методики [5, 6]. Примеры расчета показателя f приводятся ниже.

Пример 1

В Институте водных проблем РАН совместно с ФГБУ «Гидрометцентр России» на базе физико-математической модели формирования речного стока ЕСОМАГ разработаны методики долгосрочного прогнозирования объема незарегулированного притока воды в Чебоксарское водохранилище за второй квартал W_{II} км³ и максимального расхода этого притока Q_{\max} м³/с [16]. Использован ансамбль сценариев хода метеорологических элементов в период заблаговременности прогноза, который получен по данным наблюдений с 1967 по 2014 год. В табл. 1 приведены показатели качества расчетов и прогнозов весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище.

Таблица 1. Показатели качества расчетов и прогнозов весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище

Table 1. Quality indicators of calculations and forecasts of spring water inflow into the Cheboksary Reservoir

Характеристика	S_A	S_0	S_H	f
W_{II}	5,32	2,81	4,52	0,72
Q_{\max}	2539	1163	2257	0,79

Приведенные в табл. 1 данные демонстрируют значительный вклад неопределенности хода метеорологических элементов в течение периода заблаговременности прогноза, что в том числе свидетельствует и о высоком качестве используемой модели формирования притока воды в Чебоксарское водохранилище [5, 6].

Пример 2

В ФГБУ «Гидрометцентр России» для рек бассейна Оки разработана методика долгосрочного прогнозирования среднемесячных расходов воды в течение маловодного периода года. Использована южнокорейская

концептуальная модель DWAT и ансамблевый подход со сценариями хода метеорологических элементов в период заблаговременности прогноза за 2005–2021 гг. [6]. В табл. 2 приведены показатели качества расчетов и прогнозов среднемесячных расходов воды в створе р. Ока – г. Калуга в течение маловодного периода с июля по март следующего года, а также отдельно для осени и зимы.

Таблица 2. Показатели качества расчетов и прогнозов среднемесячных расходов воды в створе р. Ока – г. Калуга

Table 2. Indicators of the quality of calculations and forecasts of average monthly water flow in the Oka River – Kaluga section

Период	S_A	S_0	S_H	f
Маловодный	45,8	38,0	25,6	0,31
Осень	35,0	28,5	20,3	0,34
Зима	46,5	40,2	23,4	0,25

Показатель f значительно ниже, чем в предыдущем случае. Это объясняется достаточно устойчивым спадом расходов воды в результате истощения запасов воды в речном бассейне, накопленных в период половодья [6].

Из-за неизбежных ошибок метеорологических прогнозов погрешность S_M^2 прогноза Y_M превосходит погрешность S_0^2 расчета Y_0 . При очень высокой точности этих прогнозов разность $S_M^2 - S_0^2$ приближается к нулю. С ростом заблаговременности гидрологического прогноза точность метеорологических прогнозов неизбежно снижается, поэтому разность $S_M^2 - S_0^2$ возрастает. Снижение точности прогнозов с ростом их заблаговременности демонстрирует следующий пример.

Пример 3

В ФГБУ «Гидрометцентр России» на основе концептуальной модели формирования речного стока HBV-96 и метеорологической модели COSMO-Ru для рек бассейна Камы разработана методика ежедневного в течение всего года краткосрочного прогнозирования среднесуточных расходов воды с заблаговременностью $\Delta t = 1, 2, 3$ суток [1, 7]. В табл. 3 для различных значений заблаговременности прогноза приведено отношение $S_M(\Delta t)/S_0$ его среднеквадратической погрешности к погрешности расчета.

Данные табл. 3. показывают, что для всех рассматриваемых речных бассейнов отношение $S_M(\Delta t)/S_0$ увеличивается с ростом заблаговременности прогноза Δt от 1 до 3 суток. В среднем отношение равно 1,17 для прогнозов с заблаговременностью 1 сутки, 2,25 для прогнозов с заблаговременностью 2 суток и 3,27 для прогнозов с заблаговременностью 3 суток.

Негативная роль ошибок метеорологических прогнозов при их заблаговременности одни сутки относительно невелика. Погрешность прогнозов расхода воды с заблаговременностью 2 суток превышает погрешность прогнозов с суточной заблаговременностью в среднем в 1,9 раза, а с заблаговременностью 3 суток – почти в 2,8 раза.

Таблица 3. Отношение $S_M(\Delta t)/S_0$ для прогнозов различной заблаговременности

Table 3. Ratio $S_M(\Delta t)/S_0$ for forecasts of different lead times

Река	Пункт	$\Delta t = 1$	$\Delta t = 2$	$\Delta t = 3$
Коса	с. Коса	1,17	2,35	3,52
Обва	с. Карагай	1,13	1,85	3,00
Иньва	д. Слудка	1,02	2,16	3,19
Иньва	г. Кудымкар	1,03	2,13	2,83
Кама	с. Лойно	1,73	3,46	5,00
Колва	г. Чердынь	1,18	2,77	4,18
Чусовая	пгт Староуткинск	1,07	1,93	2,42
Сылва	с. Сылвенск	1,19	2,65	3,75
Сылва	пгт Самары	1,03	1,99	1,51

Погрешность S_A^2 полученного с помощью ансамблевого подхода прогноза Y_A превосходит погрешность S_M^2 прогноза Y_M , в котором используется прогноз \tilde{Z} метеорологических условий периода заблаговременности, получаемый с помощью одной из рассмотренных выше моделей прогнозирования погоды. При этом разность $S_A^2 - S_M^2$ приближается к нулю при крайне низкой точности метеорологических прогнозов и возрастает с ее увеличением. Соотношение между погрешностями гидрологического прогноза, при получении которого метеорологические прогнозы на период его заблаговременности используются или не используются, характеризуют эффективность использования метеорологических прогнозов в методике прогнозирования речного стока. Показатель этой эффективности целесообразно определить следующим образом:

$$h = \frac{S_A^2 - S_M^2}{S_A^2}. \quad (3)$$

Показатель эффективности использования метеорологических прогнозов h всегда меньше показателя f неопределенности хода метеорологических характеристик в период заблаговременности прогноза речного стока и приближается к нему по мере ухудшения качества метеорологических прогнозов. Более содержательный анализ между этими показателями и точностью метеорологических прогнозов возможен в упрощенной ситуации, которая рассматривается в следующем разделе.

Оценка эффективности использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока в линейном случае

В целях получения максимально наглядной оценки эффективности использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока рассматривается далеко не всегда встречающийся случай, когда образующие вектор $Z = (Z_1, \dots, Z_k)$ характеристики погодных условий периода заблаговременности гидрологического прогноза входят в функцию $F(X, Z)$ линейно. В этом случае эта функция может быть представлена в виде:

$$F(X, Z) = \bar{F}(X) + \sum_{i=1}^k a_i Z_i + b. \quad (4)$$

Дополнительно требуется, чтобы все компоненты вектора Z не зависели друг от друга и не зависели от значений $\bar{F}(X)$.

Если обозначить через r_i коэффициент корреляции между прогнозируемой характеристикой речного стока Y и метеорологическим элементом Z_i , через R коэффициент корреляции между величинами $\bar{F}(X)$ и Y , а через $\sigma(Y)$ стандартное отклонение прогнозируемой величины, то погрешность S_0^2 расчета Y_0 выражается формулой:

$$S_0^2 = \sigma^2(Y) [1 - R^2 - \sum_{i=1}^k r_i^2]. \quad (5)$$

Погрешность S_A^2 прогноза, при получении которого метеорологические прогнозы на период его заблаговременности не используются, выражается формулой:

$$S_A^2 = \sigma^2(Y)(1 - R^2). \quad (6)$$

Характеризующий влияние неопределенности хода метеорологических характеристик в период заблаговременности прогноза речного стока показатель f приобретает вид:

$$f = \frac{\sum_{i=1}^k r_i^2}{1 - R^2}. \quad (7)$$

Формула (7) наглядно демонстрирует зависимость показателя f от степени влияния погодных условий в период заблаговременности прогноза на прогнозируемую величину и от качества схемы получения прогноза в целом.

После коррекции метеорологических прогнозов точность каждого из них определяется коэффициентом корреляции ρ_i между величиной Z_i и ее прогнозом \tilde{Z}_i . Погрешность S_M^2 методики прогнозирования

характеристики речного стока, в которой эти метеорологические прогнозы используются, выражается формулой:

$$S_M^2 = \sigma^2(Y)[1 - R^2 - \sum_{i=1}^k \rho_i^2 r_i^2]. \quad (8)$$

С учетом формул (3), (6) и (8) показатель h эффективности использования метеорологических прогнозов в методике прогнозирования речного стока может быть выражен следующим образом:

$$h = \frac{\sum_{i=1}^k \rho_i^2 r_i^2}{1 - R^2}. \quad (9)$$

Качество прогнозирования образующих вектор Z метеорологических элементов Z_1, \dots, Z_k в целом характеризует средневзвешенное значение величин $\rho_1^2, \dots, \rho_k^2$:

$$\rho^2 = \frac{\sum_{i=1}^k \rho_i^2 r_i^2}{\sum_{i=1}^k r_i^2}. \quad (10)$$

С учетом формул (7), (9) и (10) показатель h эффективности использования метеорологических прогнозов приобретает вид:

$$h = f\rho^2. \quad (11)$$

Формула (11) наглядно показывает, как эффективность использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока зависит от неопределенности хода метеорологических характеристик в период заблаговременности и от точности предсказания этих характеристик. Возможности использования данной формулы демонстрирует следующий пример.

Пример 4

В ФГБУ «Гидрометцентр России» для рек Черноморского побережья Кавказа разработана методика ежедневного краткосрочного прогнозирования среднесуточных расходов воды с заблаговременностью 1 сутки. Методика основана на концептуальной модели формирования талого и дождевого стока горных рек. Вектор Z образован $k = 2$ компонентами: $Z_1 = P$ – осредненный по территории водосбора слой осадков за прогнозируемые сутки; $Z_2 = T$ – осредненная по территории водосбора средняя температура воздуха за прогнозируемые сутки.

Слой осадков и температуры воздуха на ближайшие сутки прогнозировались с помощью метеорологической модели COSMO-Ru [3]. Применялся также ансамблевый подход с использованием фактических значений суточного слоя осадков и среднесуточной температуры воздуха, наблюдавшихся в период с 1984 по 2005 год.

Для реки Мзымта у п. Красная Поляна среднеквадратические погрешности расчета и двух вариантов прогноза равны:

- при расчете с известными значениями Z_1 и Z_2 $S_0 = 8,6 \text{ м}^3/\text{с}$;
- при прогнозировании Z_1 и Z_2 с помощью модели COSMO-Ru $S_M = 9,8 \text{ м}^3/\text{с}$;
- при использовании ансамблевого подхода $S_A = 12,4 \text{ м}^3/\text{с}$.

Рассчитанный для данного створа по формуле (2) показатель влияния неопределенности хода метеорологических характеристик в период заблаговременности прогноза равен $f = 0,52$. Рассчитанный для данного створа по формуле (3) показатель эффективности использования метеорологических прогнозов равен $h = 0,38$.

Специфика данной модели состоит в том, что величины Z_1 и Z_2 входят в формулу получения прогноза линейно, то есть условие (4) выполняется. Статистически достоверная корреляция между величинами Z_1 и Z_2 и между ними и другими предикторами отсутствует. Таким образом, выполняются все требования, при которых справедливы формулы (5) – (11). Для створа р. Мзымта – п. Красная Поляна все необходимые для расчетов по этим формулам коэффициенты корреляции приведены в табл. 4.

Таблица 4. Необходимые коэффициенты корреляции для створа р. Мзымта – п. Красная Поляна

Table 4. Required correlation coefficients for the Mzymta River – Krasnaya Polyana settlement section

R	r_1	r_2	ρ_1	ρ_2
0,81	0,41	0,16	0,77	0,98

Рассчитанный по формуле (7) показатель влияния неопределенности хода метеорологических характеристик в период заблаговременности прогноза равен $f = 0,55$. Рассчитанный по формулам (7) и (11) показатель эффективности использования метеорологических прогнозов равен $h = 0,36$. Таким образом, полученные для линейного случая оценки показателей f и h достаточно близки к их фактическим значениям $f = 0,52$ и $h = 0,38$.

В гидрологических прогнозах в качестве показателя их качества принято использовать не средние значения квадрата ошибок прогнозов, а их среднеквадратические ошибки, и выражать преимущество одного из сравниваемых вариантов процентами снижения этого показателя [2]. Таким образом, при оценке эффективности использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока удобнее использовать показатель:

$$g = \left(1 - \frac{S_M}{S_A}\right) 100\% . \quad (12)$$

Предложенный выше показатель h выражается через показатель g следующим образом:

$$h = 1 - \left(1 - \frac{g}{100\%}\right)^2. \quad (13)$$

Показатели g и h приближаются к нулю при крайне незначительном вкладе в погрешность гидрологического прогноза неопределенности хода метеорологических элементов в период его заблаговременности или при крайне низкой точности прогноза этих элементов. Показатели g и h приближаются к 100 % и, соответственно, к единице при практически идеальной схеме получения прогноза, очень высоком вкладе неопределенности хода метеорологических элементов в его погрешность и исключительно высокой точности прогнозирования этих элементов.

В общем случае соотношение между показателями g и h демонстрирует табл. 5.

Таблица 5. Значения показателя h при различных значениях показателя g
Table 5. Values of the h index for different values of the g index

g	10 %	20 %	30 %	40 %	50 %	60 %	70 %	80 %	90 %
h	0,19	0,36	0,51	0,64	0,75	0,84	0,91	0,96	0,99

Как следует из табл. 5, использование метеорологических прогнозов повышает точность гидрологического прогноза более чем на 10 %, если показатель h превышает значение 0,19. Как показывает анализ качества прогнозов речного стока, даже повышение точности всего на 10 % имеет существенное значение, так как переводит многие методики прогнозирования из категории неудовлетворительных в категорию удовлетворительных или из категории удовлетворительных в категорию хороших [2].

Из формулы (11) и табл. 5 следует, что повышение точности гидрологического прогнозирования за счет использования метеорологических прогнозов более чем на 10 % достижимо, если величина $f\rho^2$ превышает значение 0,19.

Среди приведенных примеров максимальное значение показателя $f = 0,79$ было получено для долгосрочного прогноза максимального расхода притока в Чебоксарское водохранилище, получаемого с помощью модели ЕСОМАГ. Повысить точность этой методики за счет использования метеорологических прогнозов более чем на 10 % возможно, если показатель качества этих прогнозов ρ^2 превышает значение 0,24. Следовательно, коэффициенты корреляции ρ_i между фактическими значениями метеорологических элементов и их прогнозами в среднем должны быть не менее 0,49. Прогнозы с таким невысоким показателем точности относятся к категории неудовлетворительных [2]. Таким образом, при использовании достаточно совершенной методики прогнозирования речного стока и значительном влиянии на получаемый прогноз погодных условий в период его заблаговременности использование метеорологических прогнозов даже невысокой точности может давать существенный эффект.

Заключение

Исследованы факторы, определяющие эффективность использования метеорологических прогнозов в методиках прогнозирования речного стока и предложена ее количественная оценка.

Для получения такой оценки рекомендуется выполнять следующие процедуры.

1. Оценить погрешность расчета прогнозируемой характеристики речного стока, при котором в модели формирования речного стока или в формуле выпуска прогноза в качестве входной информации используется фактический ход метеорологических элементов в течение периода заблаговременности гидрологического прогноза.

2. Оценить погрешность прогноза характеристики речного стока, при котором используется ансамблевый подход, который предусматривает усвоение моделью наблюдавшихся в прошлом сценариев хода метеорологических элементов в течение периода заблаговременности гидрологического прогноза и усреднение полученных результатов.

3. Оценить погрешность прогноза характеристики речного стока, при котором ход метеорологических элементов в течение периода заблаговременности гидрологического прогноза предсказывается с помощью модели прогнозирования погоды.

4. Оценить степень влияния метеорологических элементов периода заблаговременности гидрологического прогноза на прогнозируемую характеристику речного стока и оценить точность предсказания этих элементов.

Показано, каким образом эффективность использования метеорологических прогнозов зависит от надежности и репрезентативности располагаемой гидрометеорологической информации, адекватности используемой модели формирования речного стока, степени влияния на получаемый прогноз погодных условий в период его заблаговременности и точности их предсказания.

Теоретические положения проиллюстрированы примерами анализа качества долгосрочных и краткосрочных прогнозов различных характеристик притока воды в Чебоксарское водохранилище и стока рек бассейнов Оки, Камы и Черноморского побережья Кавказа, при получении которых использованы модели формирования речного стока ECOMAG, DWAT, HBV, ансамблевый подход и оперативная система COSMO-Ru.

Продемонстрирована возможность заметного снижения ошибок гидрологического прогнозирования даже при использовании метеорологических прогнозов невысокой точности.

Список литературы

1. Блинов Д.В., Борщ С.В., Вильфанд Р.М., Колий В.М., Ривин Г.С., Семенова Н.К., Симонов Ю.А., Христофоров А.В., Юмина Н.М. Возможности использования системы COSMO-RU при краткосрочном прогнозировании стока рек России // Метеорология и гидрология. 2023. № 2. С. 5-14.

2. *Борщ С.В., Христофоров А.В.* Оценка качества прогнозов речного стока // Труды Гидрометцентра России. 2015. Специальный выпуск 355. 198 с.
3. *Борщ С.В., Симонов Ю.А., Христофоров А.В.* Система прогнозирования паводков и раннего оповещения о наводнениях на реках Черноморского побережья Кавказа и бассейна Кубани // Труды Гидрометцентра России. 2015. Специальный выпуск 356. 247 с.
4. *Борщ С.В., Гельфан А.Н., Морейдо В.М., Мотовилов Ю.Г., Симонов Ю.А.* Долгосрочный ансамблевый прогноз весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище на основе гидрологической модели: результаты проверочных и оперативных испытаний // Труды Гидрометцентра России. 2017. Вып. 366. С. 68-86.
5. *Борщ С.В., Вильфанд Р.М., Симонов Ю.А., Христофоров А.В.* Влияние неопределенности метеорологических условий периода заблаговременности на точность долгосрочных прогнозов речного стока // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2022. № 4 (386). С. 36-46.
6. *Борщ С.В., Симонов Ю.А., Христофоров А.В.* Прогнозирование стока рек России. М.: Гидрометцентр России, 2023. 200 с.
7. *Борщ С.В., Колий В.М., Рысева Е.А., Семенова Н.К., Симонов Ю.А., Христофоров А.В.* Методика расчета среднесуточных расходов воды на реках России с использованием модели формирования стока HBV-96 // Метеорология и гидрология. 2023. № 3. С. 47-56.
8. *Вильфанд Р.М., Зарипов Р.Б., Киктев Д.Б., Круглова Е.Н., Крыжов В.Н., Куликова И.А., Тищенко В.А., Толстых М.А., Хан В.М.* Долгосрочные метеорологические прогнозы в Гидрометцентре России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 4 (374). С. 12-36.
9. *Гельфан А.Н.* Динамико-стохастическое моделирование формирования талого стока. М.: Наука, 2007. 276 с.
10. *Гришун А.С., Семенова Н.К., Симонов Ю.А., Хан В.М., Христофоров А.В.* Анализ сверхдолгосрочных прогнозов метеорологических характеристик речных бассейнов России с помощью модели климата INM-CM5 // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2024. № 4 (394). С. 39-57.
11. *Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н.* Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: Институт водных проблем РАН, 2019. 300с.
12. *Семенова Н.К., Симонов Ю.А., Христофоров А.В.* Сверхдолгосрочный прогноз стока рек России // Метеорология и гидрология. 2023. № 12. С. 47-56.
13. *Adams T.E., Pagano T.C.* Flood Forecasting: A Global Perspective. Academic Press, 2016. 480 p.
14. *Bergstrom S.* The HBV-Model – Its Structure and Applications // SMHI Reports. 1992. RH No. 4. Norrköping. 35 p.
15. *Forecast Verification in Atmospheric Science. A Practitioner's Guide / I. Jolliffe, D. Stephenson (Eds.).* John Wiley & Sons Ltd, 2003. 240 p.
16. *Greco M., Cravetta A., Della Morte R.* River flow. London: Taylor and Francis Group, 2004. 1024 p.
17. *Kim S., Jang Ch., Kim H., JO Hs., Kim Hr.* DWAT – User's Manual V1.0. Han River Flood Control Office, Korea Institute of Civil Engineering and Building Technology (KICT), 2018. 111 p.
18. *Kristine C. Harper.* Weather by the Numbers: The Genesis of Modern Meteorology. MIT Press, 2008. 320 p.
19. *Predictability of Weather and Climate / T. Palmer, R. Hagedorn (Eds.).* Cambridge University Press, 2006. 635 p.
20. *Prudhomme C.; Hannaford J.; Harrigan S. et al.* Hydrological Outlook UK: An Operational Streamflow and Groundwater Level Forecasting System at Monthly to Seasonal Time Scales // Hydrological Sciences Journal. 2017. Vol. 62 (16). P. 2753-2768.
21. *Rivin G., Rozinkina I., Astakhova E., Montani A., Alferov D., Arpagaus M., Helmert J., Kazakova E., Kirsanov A., Kopeikin V., Kukanova E., Majewski D., Marsigli C., de Morsier G., Muravev A., Paccagnella T., Schattler U., Schra C., Shatunova M., Shcherbakov A., Steiner P., Zaichenko M.* The COSMO Priority Project CORSO Final Report // COSMO Technical Report. 2018. No. 35. 65 p.

22. Shukla S., Lettenmaier D.P. Seasonal Hydrologic Prediction in the United States: Understanding the Role of Initial Hydrologic Conditions and Seasonal Climate Forecast Skill // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2011. Vol. 15 (11). P. 3529-3538.

23. Tuteja N.K., Shin D., Laugesen R., Khan U., Shao Q., Wang E., Li M., Zheng H., Kuczera G., Kavetski D., Evin G., Thyer M., MacDonald A., Chia T., Le B. Experimental evaluation of the dynamic seasonal streamflow forecasting approach. Melbourne: Australian Government Bureau of Meteorology, 2011. 108 c.

24. WMO-No. 1286. Assessment Guidelines for End-to-End Flood Forecasting and Early Warning Systems. World Meteorological Organization, 2022. 27 p.

References

1. Blinov D.V., Borshch S.V., Vil'fand R.M., Kolii V. M., Rivin G. S., Semenova N. K., Simonov Yu. A., Khristoforov A. V., Yumina N. M. Possibilities of Using the COSMO-Ru System for Short-term Forecasting of Runoff of Russian Rivers. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2023, vol. 48, no. 2, pp. 89-96. DOI: 10.3103/S1068373923020012.

2. Borsch S.V., Khristoforov A.V. Hydrologic flow forecast verification. *Trudy Gidromettsentra Rossii [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia]*, 2015, vol. 355, 198 p. [in Russ.].

3. Borsch S.V., Simonov Y.A., Khristoforov A.V. Flood forecasting and early warning system for rivers of the Black sea shore of Caucasian region and the Kuban river basin. *Trudy Gidromettsentra Rossii [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia]*, 2015, vol. 356, 247 p. [in Russ.].

4. Borsch S.V., Gelfan A.N., Moreydo V.M., Motovilov Yu.G., Siminov Yu.A. Long-term ensemble forecasting of spring inflow into the Cheboksary reservoir based on the hydrological model: results of operational testing. *Trudy Gidromettsentra Rossii [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia]*, 2017, vol. 366, pp. 68-86 [in Russ.].

5. Borsch S.V., Vil'fand R.M., Simonov Yu.A., Khristoforov A.V. Assessment of the influence of uncertainty in meteorological elements on the error of long-term river runoff forecasts. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2022, vol. 386, no. 4, pp. 36-46 [in Russ.].

6. Borsch S.V., Simonov Yu.A., Khristoforov A.V. Prognozirovaniye stoka rek Rossii [Streamflow forecasting in Russia]. Moscow, Izd-vo FGBU «Gidrometcentr Rossii», 2023, 200 p. [in Russ.].

7. Borshch, S.V., Kolii, V.M., Ryseva, E.A. Semenova N. K., Simonov Yu. A., Khristoforov A. V. Methodology for Calculating Daily Streamflow of Russian Rivers Using the HBV-96 Runoff Formation Model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2023, vol. 48, no. 3, pp. 221-228. DOI: 10.3103/S1068373923030044

8. Vil'fand R.M., Zaripov R.B., Kiktev D.B., Kruglova E.N., Kryjov V.N., Kulikova I.A., Tischenko V.A., Tolstych M.A., Khan V.M. Long-range forecasting at Hydrometeorological Center of Russia. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2019, vol. 374, no. 4, pp. 12-36 [in Russ.].

9. Gel'fan A.N. Dinamiko-stokhasticheskoe modelirovaniye formirovaniya talogo stoka. Moscow, Nauka publ., 2007. 276 p. [in Russ.].

10. Gritsun A.S., Semenova N.K., Simonov Yu.A., Khan V.M., Khristoforov A.V. Analysis of ultra-long-term forecasts of meteorological characteristics of Russian river basins using the INM-CM5 climate model outputs. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2024, vol. 394, no. 4, pp. 39-57 [in Russ.].

11. Motovilov Yu.G., Gel'fan A.N. Modeli formirovaniya stoka v zadachah gidrologii rechnyh basseynov. Moscow, Izd-vo RAN, 2018, 300 p. [in Russ.].

12. Semenova, N.K., Simonov, Y.A. & Khristoforov, A.V. Extended Streamflow Prediction for Russian Rivers. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2023, vol. 48, no. 12, pp. 1019-1028. DOI: 10.3103/S1068373923120026

13. Adams T.E., Pagano T.C. Flood Forecasting: A Global Perspective. Academic Press publ., 2016, 480 p.

14. Bergstrom S. The HBV-Model – Its Structure and Applications. *SMHI Reports*, 1992, RH No. 4, Norrkoping, 35 p.
15. Forecast Verification in Atmospheric Science. A Practitioner's Guide. I. Jolliffe, D. Stephenson (Eds.). John Wiley & Sons Ltd, 2003, 240 p.
16. Greco M., Cravetta A., Della Morte R. River flow. London: Taylor and Francis Group, 2004, 1024 p.
17. Kim S., Jang Ch., Kim H., JO Hs., Kim Hr. DWAT – User's Manual V1.0. Han River Flood Control Office, Korea Institute of Civil Engineering and Building Technology (KICT), 2018, 111 p.
18. Kristine C. Harper. Weather by the Numbers: The Genesis of Modern Meteorology. MIT Press publ., 2008, 320 p.
19. Predictability of Weather and Climate. T. Palmer, R. Hagedorn (Eds.). Cambridge University Press publ., 2006, 635 p.
20. Prudhomme C.; Hannaford J.; Harrigan S. et al. Hydrological Outlook UK: An Operational Streamflow and Groundwater Level Forecasting System at Monthly to Seasonal Time Scales. *Hydrological Sciences Journal*, 2017, vol. 62 (16), pp. 2753-2768.
21. Rivin G., Rozinkina I., Astakhova E., Montani A., Alferov D., Arpagaus M., Helmert J., Kazakova E., Kirsanov A., Kopeikin V., Kukanova E., Majewski D., Marsigli C., de Morsier G., Muravev A., Paccagnella T., Schattler U., Schra C., Shatunova M., Shcherbakov A., Steiner P., Zaichenko M. The COSMO Priority Project CORSO Final Report. *COSMO Technical Report*, 2018, no. 35, 65 p.
22. Shukla S., Lettenmaier D.P. Seasonal Hydrologic Prediction in the United States: Understanding the Role of Initial Hydrologic Conditions and Seasonal Climate Forecast Skill. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2011, vol. 15 (11), pp. 3529-3538.
23. Tuteja N.K., Shin D., Laugesen R., Khan U., Shao Q., Wang E., Li M., Zheng H., Kuczera G., Kavetski D., Evin G., Thyer M., MacDonald A., Chia T., Le B. Experimental evaluation of the dynamic seasonal streamflow forecasting approach. Melbourne: Australian Government Bureau of Meteorology, 2011, 108 c.
24. WMO-No. 1286. Assessment Guidelines for End-to-End Flood Forecasting and Early Warning Systems. World Meteorological Organization, 2022, 27 p.

*Поступила 30.03.2026; принята в печать 26.05.2026.
Submitted 30.03.2026; accepted for publication 26.05.2026.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-143-168>

УДК 556.06:556.535+004.032.26+004.8

Современные методы прогнозирования водного режима с разной заблаговременностью

А.В. Романов, Э.Р. Акмаев, Н.К. Семенова

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
alexey.romanov@mecom.ru, akmaew1@gmail.com*

Выполнено сопоставление современных методов прогнозирования водного режима с разной заблаговременностью, основанных на использовании технологии нейронных сетей, и усовершенствованных статистических методов. В процедуре сопоставления использовались данные стандартных гидрометеорологических наблюдений для пяти тестовых водосборов, расположенных в различных физико-географических зонах формирования речного стока по классификации Б.Д. Зайкова (II-й тип (реки с половодьем в тёплую часть года), II-й Дальневосточный тип, I-й Восточноевропейский тип и два водосбора III-го Северокавказского типа).

Несмотря на ограниченный объём исходной гидрометеорологической информации, что существенно ограничивало эффективность использования технологии нейросетевых моделей, стандартный критерий ошибки метода прогноза (отношение среднеквадратической погрешности к среднеквадратическому изменению за период заблаговременности прогноза) на базе глубокого обучения (DL) оказался существенно лучше в сравнении с использованными статистическими методами. Для трёх тестовых водосборов этот критерий для DL дал удовлетворительный результат, дифференцированный по заблаговременности прогноза от одних до десяти суток. Для статистических методов такой результат был получен только для одного тестового водосбора (II-й тип (реки с половодьем в тёплую часть года)) с заблаговременностью одни сутки. Таким образом, выполненная работа, использующая технологии нейронных сетей, демонстрирует обоснованность расширения спектра научных работ, связанных с физико-статистическим математическим моделированием процесса формирования стока.

Выделены перспективы развития данного подхода при переходе к разработке принципиально новой автоматизированной нейросетевой системы выпуска гидрологических прогнозов разной заблаговременности для всех имеющихся на территории Российской Федерации водосборов, представляющих интерес для экономики страны.

Ключевые слова: краткосрочные и среднесрочные гидрологические прогнозы, нейронные сети, модель глубокого обучения, экстраполяция гидрографа уровня воды, статистические методы, уровень воды

Modern methods of water regime forecasting with different forecast lead times

A.V. Romanov, E.R. Akmaev, N.K. Semenova

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation,
Moscow, Russia
alexey.romanov@mecom.ru, akmaew1@gmail.com*

An analysis comparing modern methods for forecasting water regimes with different lead times was performed, contrasting neural networks with advanced statistical methods. The comparison utilized data of routine hydrometeorological observations for five test watersheds located in different physiographic zones of river runoff formation according to the classification by B.D. Zaikov (type II (rivers with flooding during the warm season), Far Eastern type II, East European type I and two catchments of North Caucasian type III).

Despite limited hydrometeorological data, which constrained the effectiveness of neural network modeling, the standard forecast error criterion (the ratio of the root-mean-square error to the root-mean-square change over the forecast lead-time) based on deep learning (DL) turned out to be significantly better than the statistical methods used. For three test catchments DL models gave satisfactory skill scores differentiated by forecast lead times from one to ten days. For time-tested statistical methods such a result was obtained only for one test catchment (type II (rivers with flooding during the warm season)) with a forecast lead time of one day. The completed work, utilizing neural network technologies, demonstrates the validity of expanding the scope of scientific research related to physico-statistical mathematical modeling of streamflow generation.

The prospects for developing this approach are highlighted in the transition toward a fundamentally new automated neural network system for producing operational hydrological forecasts with varying lead times for all gauged watersheds in the Russian Federation that are of economic importance.

Keywords: short- and medium-term hydrological forecasts, neural networks, deep learning model, extrapolation of the water level hydrograph, statistical methods, water level

Введение

Непрерывное развитие новых аналитических и связанных с ними технологических возможностей ставит перед гидрологией суши задачу постоянного совершенствования методов прогнозирования водных ресурсов, что обусловлено необходимостью эффективного планирования водохозяйственной деятельности и своевременного реагирования на возможные бедствия, вызванные наводнениями или засухами, с разной заблаговременностью по времени.

В настоящее время многочисленными исследованиями доказано, что при работе с устойчивыми гидрологическими режимами использование традиционных методов может быть оправдано, однако они существенно ограничены в случае нелинейных зависимостей и практически не имеют перспектив развития в случае привлечения новых исходных данных. В последние годы активно развиваются методы с использованием нейросетевых технологий, демонстрирующие перспективные результаты в задачах прогнозирования временных рядов с разной заблаговременностью [11, 15, 17, 19, 20, 24, 25].

В этих условиях совершенно естественно возникла задача выполнить сопоставление эффективности проверенных временем методов прогнозов водного режима с методами, использующими современные математические и технологические подходы на базе глубокого машинного обучения. В последние годы процесс широкой автоматизации процесса выпуска всех видов гидрометеорологических прогнозов привёл к необходимости выполнения в ФГБУ «Гидрометцентр России» большой работы, связанной

с адаптацией простейших статистических методов краткосрочного и среднесрочного прогноза водного режима. Такая работа с использованием усовершенствованного метода экстраполяции гидрографа [12, 21] была выполнена практически для всего ансамбля водосборов Российской Федерации, насчитывающего около 3000 водпостов. При этом в рамках её выполнения была сформирована и апробирована исходная база данных по основным гидрометеорологическим характеристикам, позволяющая использовать её при разработке современных методов гидрологических прогнозов на базе нейросетевых технологий.

Задача сопоставления эффективности проверенных временем методов прогнозов водного режима с методами, использующими современные подходы на базе глубокого машинного обучения, является только первым этапом решения существенно более сложной по масштабам проблемы, связанной с совершенствованием процесса автоматизации гидрометеорологических прогнозов на базе вычислительного комплекса ФГБУ «ГВЦ Росгидромета». Предполагается, что при наличии положительного эффекта от сопоставления методов на базе модели глубокого обучения с уже реализованными методами для небольшого числа тестовых водосборов, расположенных в различных физико-географических зонах формирования речного стока, должен произойти переход к разработке принципиально новой автоматизированной нейросетевой системы выпуска гидрологических прогнозов. Данная система должна будет ежедневно автоматически выпускать прогноз уровня воды с разной заблаговременностью для всех выделенных водпостов по территории Российской Федерации. При этом её архитектура должна позволять управлять нейросетевыми моделями, отслеживать их работу и поддерживать систему в рабочем состоянии.

1. Характеристика тестовых водосборов, выбранных для сопоставления эффективности двух методологических подходов

При выборе тестовых водосборов использовались два основных критерия:

1) водосборы должны были быть расположены в разных физико-географических зонах, отражающих различные условия формирования речного стока;

2) по водосборам должен быть подготовлен архив стандартной гидрометеорологической информации, позволяющий реализовать нейросетевую модель глубокого обучения для разработки методов прогноза водного режима с разной заблаговременностью.

На рис. 1 представлена схема размещения выбранных пяти тестовых водосборов по территории Российской Федерации, а также ещё трёх водосборов, предполагаемых для развития нейросетевого подхода в ближайшем будущем.

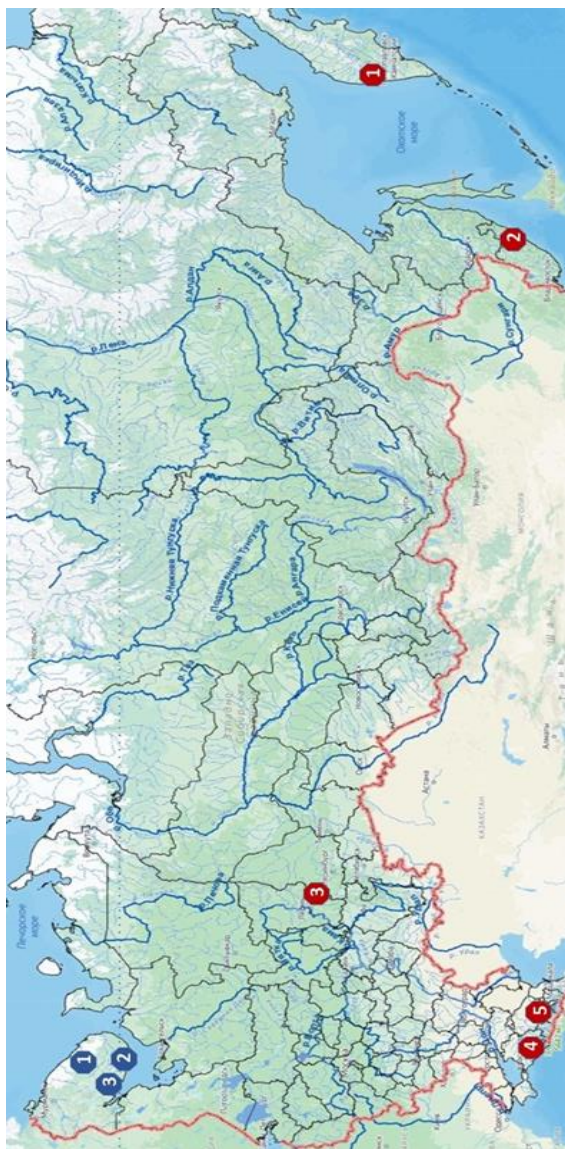


Рис. 1. Схема размещения тестовых водосборов по территории Российской Федерации для двух этапов проведения тестирования. Первый этап (2025 г., отмечены красным цветом): р. Большая Воровская (с. Соболево), Камчатское УГМС (1); р. Малиновка (с. Ракитное), Приморское УГМС (2); р. Сылва (пгт. Шамары), Уральское УГМС (3); р. Белая (пгт. Каменномостский), Северо-Кавказское УГМС (4); р. Малка (с. Каменномостское), Северо-Кавказское УГМС (5). Следующий этап (отмечены синим цветом): р. Поной (с. Краснощелье), Мурманское УГМС (1); р. Варзуга (с. Варзуга), Мурманское УГМС (2); р. Умба (пор. Паялка), Мурманское УГМС (3).

Fig. 1. Locations of test catchments across the Russian Federation for the two testing phases. First phase (2025, marked in red): Bolshaya Vovorskaya River (Sobolevo village), Kamchatka UGMS (1); Malinovka River (Rakitnoye village), Primorsky UGMS (2); Sylva River (Shamary urban-type settlement), Ural UGMS (3); Belaya River (Kamennomostsky urban-type settlement), North Caucasus UGMS (4); Malka River (Kamennomostskoe village), North Caucasus UGMS (5). Next phase (marked in blue): Ponoj River (Krasnoshele village), Murmansk UGMS (1); Varzuga River (Varzuga village), Murmansk UGMS (2); Umba River (Payalka rapids), Murmansk UGMS (3).

Выбор тестовых водосборов связан с работой [2], в рамках которой была выполнена оценка оправдываемости разработанных методов прогноза водного режима на базе нескольких статистических и концептуальных моделей с использованием систематизированной архивной гидрометеорологической информации за разные периоды времени.

В табл. 1 приведены все основные гидрографические характеристики для пяти тестовых водосборов, позволяющие в первом приближении оценить исходную информацию и дифференцировать её по типам внутригодового распределения стока.

Таблица 1. Основные гидрографические характеристики для пяти тестовых водосборов
Table 1. Hydrographic characteristics of the five test catchments.

Основные гидрографические характеристики	Тестовый водосбор				
	р. Большая Воровская (с. Соболево)	р. Малиновка (с. Ракитное)	р. Сылта (пгт Шарары)	р. Белая (пгт Каменно-мостский)	р. Малка (с. Каменно-мостское)
1. Индекс	2177	5287	76692	83348	84192
2. GPS координаты (град.)	54.18 и 155.57	45.38 и 134.16	57.21 и 58.13	44.17 и 40.11	43.44 и 43.04
3. Нуль графика поста (м)	7.96	92.40	208.98	373.09	792.72
4. Расстояние от наиболее удалённой точки речной системы (км)	154	169	205	93	81
5. Расстояние от истока (км)	154	169	205	93	81
6. Уклон реки – средний (в промилле)	8.5	4.4	1.1	22	32
7. Уклон реки – средневзвешенный (в промилле)	3.9	2.8	0.5	9.9	23
8. Площадь водосбора (км ²)	3630	4730	3130	1850	1540
9. Средняя высота водосбора (м)	610	373	322	1330	2000
10. Средний уклон водосбора (в промилле)	-	-	-	-	-
11. Заболоченность (%)	10	4	-	-	-
12. Лесистость (%)	75	96	85	80	10
13. УГМС	Камчатское УГМС	Приморское УГМС	Уральское УГМС	Северо-Кавказское УГМС	Северо-Кавказское УГМС

В качестве классификационной системы, позволяющей распределить фиксированные тестовые водосборы по группам, была выбрана классификационная система Б.Д. Зайкова [13], позволяющая распределить

выбранные реки по группам в зависимости от особенностей внутригодового распределения стока. Предполагается по мере расширения числа тестовых водосборов существенно усложнить выбранную классификационную систему, используя данные по основным гидрографическим характеристикам (табл. 1) и особенностям водного режима (классификация А.В. Огиевского). Такой подход позволит упростить процедуру дифференцированного выбора архитектуры нейросетевой модели, которая априори должна быть как-то связана с гидрографическими характеристиками и типом водного режима рек. В табл. 2 приведена краткая характеристика водного режима по всем тестовым водосборам и их классификация по Б.Д. Зайкову [3, 5–8, 10].

В ранее выполненной работе, связанной с использованием нейросетевой модели глубокого обучения для разработки метода долгосрочного прогноза максимального уровня воды р. Исеть [1], показано существенное улучшение (на 30 %) стандартного критерия S/σ (S – среднеквадратическая погрешность проверочных прогнозов, σ – среднеквадратическое отклонение) при использовании данных наблюдений за уровнем грунтовых вод на подземных скважинах. Учитывая это обстоятельство, была проделана большая работа по систематизации таких данных наблюдений, которыми располагает ФГБУ «Гидроспецгеология», входящая в систему Федерального агентства по недропользованию.

В табл. 3 приводится общая характеристика полученных из ФГБУ «Гидроспецгеология» данных наблюдений за уровнями грунтовых вод на подземных скважинах ГМСН (Государственного мониторинга состояния недр), расположенных в относительной близости от пяти выбранных тестовых водосборов. Анализ полученных гидрогеологических материалов показывает, что в силу разных причин, носящих как объективный, так и субъективный характер (в том числе массовые случаи вандализма), плотность таких данных наблюдений в пространстве и во времени носит ограниченный характер и в нашем случае не удовлетворяет критериям их использования в нейросетевой модели глубокого обучения.

В то же время необходимо отметить, что концепция использования уровней грунтовых вод в качестве новой исходной информации при реализации нейросетевой модели глубокого обучения является одним из реальных преимуществ глубоких нейросетей, которые достаточно легко интегрируют разнородные исходные данные и при этом улучшают качество прогнозов [14, 16, 18, 22, 26, 27].

В рамках развития этого подхода сформирована база гидрометеорологических и гидрогеологических данных по трём водосборам, расположенным на Кольском полуострове и относящимся к сфере деятельности ФГБУ «Мурманское УГМС». Сформированная база данных не уступает базе данных, сформированной для пяти тестовых водосборов, а по некоторым параметрам (уровни грунтовых вод) даже её превосходит.

Таблица 2. Характеристика водного режима по пяти тестовым водосборам и их классификация по Б.Д. Зайкову
Table 2. Water regime characteristics and flow type classification (after B.D. Zaikov) for the five test catchments

Тестовый водосбор	Характеристика водного режима	Классификация по Б.Д. Зайкову
р. Большая Воровская (с. Соболево)	Водный режим этой реки включает в себя следующие основные характеристики: 1) смешанный тип питания, но с преобладанием подземного стока. В водопроницаемых вулканических породах образуются большие запасы грунтовых вод, которые интенсивно питают реку; 2) высокое половодье наблюдается в тёплую часть года. Это обусловлено не только снеговым и ледниковым питанием, но и летними паводками, вызванными обильными дождями	р. Большая Воровская, относится к II типу (реки с половодьем в тёплую часть года). Дальневосточный тип
р. Малиновка (с. Ракитное)	Водность реки в тёплую часть года (IV – IX) зависит от талых вод в период весеннего половодья и дождевых вод – во время прохождения паводков (суммарно это составляет примерно 83 % годового стока). Весеннее половодье обычно выражено довольно отчётливо и по своему объёму не уступает отдельным паводкам. Однако в его формировании значительное место занимают дождевые воды, накладывающиеся на спад половодья	р. Малиновка относится к II типу (реки с половодьем в теплую часть года)
р. Сылва (пгт Самары)	Внутригодовое распределение речного стока характеризуется чётко выраженным весенним половодьем, летне-осенними дождевыми паводками и длительной устойчивой зимней меженью. Режим формирования весеннего половодья определяется таянием снега, а также дождевым питанием. Для данной реки характерно сильное влияние карста, которое приводит к уменьшению неравномерности распределения сезонного стока	р. Сылва относится к I типу (реки с весенним половодьем). Восточноевропейский тип рек
р. Белая (пгт Каменно-мостский)	Водный режим этой реки является как бы переходным от высокогорного юго-восточного к западному. Начало половодья приходится на вторую декаду марта – начало апреля, а окончание – на первую декаду августа. На половодный подъём накладываются значительные дождевые паводки. Основным источником питания составляет приток воды за счёт таяния снега и ледников. Сток за половодье составляет 60 % от годового стока	р. Белая относится к III типу (реки с паводочным режимом). Северокавказский тип рек
р. Малка (с. Каменно-мостское)	Основное питание формируется в тёплый период за счёт таяния ледников, высокогорных и сезонных снегов. Режим реки характеризуется значительными подъёмами уровней воды, начинающимися в конце апреля-мае, половодьем в тёплый период года и довольно устойчивой меженью в осенне-зимний период	р. Малка относится к III типу (реки с паводочным режимом). Северокавказский тип рек

Таблица 3. Характеристика данных наблюдений за уровнями грунтовых вод на подземных скважинах по ГМСН в системе ГОНС (Государственной опорной наблюдательной сети), отражающих формирование водного режима на пяти тестовых водосборах

Table 3. Groundwater level observations from monitoring wells in the State Reference Observation Network (GOSN), reflecting water regime formation across the five test catchments

Тестовый водосбор	Кол-во подземн. скважин по ГМСН	Характеристика подземных скважин ГОНС, примыкающих к опорным водпостам тестовых водосборов	Период наблюдений
р. Большая Воровская (с. Соболево)	–	Нет примыкающих скважин	–
р. Малиновка (с. Ракитное)	–	Нет примыкающих скважин	–
р. Сылта (пгт Самары)	2	№ 5710048 – Пермский край, юго-восточнее д. Долматы, за пределами жилой постройки, в долине р. Сылта	6 лет (2020-2025)
		№ 5710049 – Пермский край, юго-восточнее д. Долматы, за пределами жилой постройки, в долине р. Сылта, в 48 м юго-восточнее скв. № 12	6 лет (2020-2025)
р. Белая (пгт Каменно-мостский)	1	№ 7911443 – Республика Адыгея, Майкопский район, ст-ца Кужорская, северо-восточная окраина	12 лет (2012-2023)
р. Малка (с. Каменно-мостское)	3	№ 0710075 – Ставропольский край, Кировский р-н, в 4,75 км к северу от ст. Старопавловской, 6.25 км. от р. Малка	16 лет (2010-2025)
		№ 0710073 – Ставропольский край, Кировский р-н, в 100 м к югу от ст. Старопавловской	16 лет (2010-2025)
		№ 0710076 – Ставропольский край, Кировский р-н, в 8,75 км к северу от ст. Старопавловской и в 2 км к югу от г. Новопавловска	16 лет (2010-2025)

На рис. 2 показано расположение трёх предполагаемых для следующего этапа тестирования тестовых водосборов на Кольском полуострове и их привязка к метеорологической и гидрогеологической информации.

По аналогии с пятью тестовыми водосборами для продолжения данной работы вся необходимая информация по трём водосборам представлена в табл. 4, 5 и 6 [4, 9].

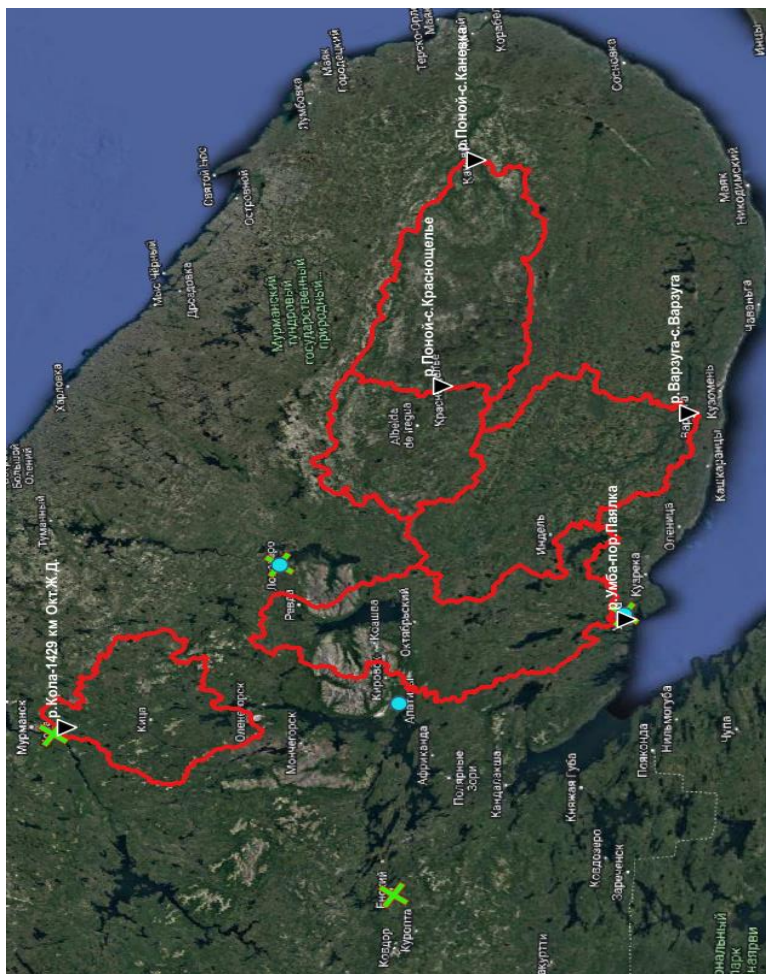


Рис. 2. Схема размещения трёх тестовых водосборов по территории Кольского полуострова с отметками подземных скважин для следующего этапа тестирования.

Fig. 2. Locations of the three pilot catchments on the Kola Peninsula with groundwater well sites for the next testing phase.

Таблица 4. Основные гидрографические характеристики для трёх тестовых водосборов на следующем этапе тестирования

Table 4. Hydrographic characteristics of the three pilot catchments for the next testing phase

Основные гидрографические характеристики	Тестовый водосбор		
	р. Варзуга (с. Варзуга)	р. Умба (пор. Паялка)	р. Поной (с. Краснощелье)
1. Индекс	71186	71199	71165
2. GPS координаты (град.)	66.40 и 36.63	66.68 и 34.32	67.35 и 37.03
3. Нуль графика поста (м)	8.71	3.43	148.06
4. Расстояние от наиболее удалённой точки речной системы (км)	240	195	136
5. Расстояние от истока (км)	231	119	136
6. Уклон реки – средний (в промилле)	0.7	1.4	1.0
7. Уклон реки – средневзвешенный (в промилле)	0.7	1.1	0.6
8. Площадь водосбора (км ²)	7940	6470	3810
9. Средняя высота водосбора (м)	160	210	220
10. Средний уклон водосбора (в промилле)	-	-	-
11. Заболоченность (%)	50	30	30
12. Лесистость (%)	45	50	25
13. УГМС	Мурманское УГМС	Мурманское УГМС	Мурманское УГМС

Таблица 5. Характеристика водного режима по трем тестовым водосборам и их классификация по Б.Д. Зайкову

Table 5. Water regime characteristics and flow type classification (after B.D. Zaikov) for the three pilot catchments

Тестовый водосбор	Характеристика водного режима	Классификация по Зайкову Б.Д.
р. Варзуга (с. Варзуга)	Реки Кольского полуострова относятся к рекам снегового питания. Режим стока в годовом разрезе характеризуется высоким весенним половодьем, низкой зимней и летней меженью и относительно небольшими летне-осенними подъёмами, вызываемыми дождями	Реки Варзуга, Умба и Поной относятся к I типу (реки с весенним половодьем), Восточноевропейский тип рек
р. Умба (пор. Паялка)		
р. Поной (с. Краснощелье)		

Таблица 6. Характеристика данных наблюдений, отражающих формирование водного режима на трёх тестовых водосборах для следующего этапа тестирования

Table 6. Observation data reflecting water regime formation in the three pilot catchments for the next testing phase

Тестовый водосбор	Метеостанция (индекс)	Подземная скважина
р. Варзуга (с. Варзуга)	с. Кашкаранцы (22334)	Скважина № 7 Умба
р. Умба (пор. Паялка)	пгт Умба (22324)	Скважина № 7 Умба
р. Поной (с. Краснощелье)	с. Краснощелье, (22235)	Скважина № 5 Ловозеро
Состав гидрологических, метеорологических и гидрогеологических данных наблюдений за 31 год (1993–2023): 1. Уровень воды (за два срока наблюдений), в см над «0» гр. поста 2. Среднесуточная температура воздуха, в град. С 3. Высота снежного покрова, в см 4. Среднесуточная скорость ветра, в м/сек 5. Минимальное суточное значение температуры точки росы 6. Суточная сумма осадков, в мм 7. Уровень грунтовых вод на подземных скважинах (с измерениями один раз в трое суток), в см		

2. Исходная архивная информация и её адаптация для использования в нейросетевой модели глубокого обучения

2.1. Состав исходных данных

Исходные данные для пяти тестовых водосборов включают гидрологические наблюдения (уровень воды) и метеорологические характеристики: высота снежного покрова (H_{snow}), осадки (P), относительная влажность (RH), температура воздуха (T), температура почвы (T_{soil}), скорость ветра ($wind_speed$) и максимальная скорость ветра ($wind_max_speed$). Период обучения: исторические данные до 2016 г. (объём исторических данных не меньше 12 лет). Период валидации: 2016–2020 гг. (5 лет).

Под наличием данных понималось одновременное присутствие метеорологических и гидрологических наблюдений. Данные с частотой выше суточной агрегировались по дням: для всех признаков применялось усреднение, за исключением осадков, которые суммировались.

2.2. Распознавание аномальных значений

Для выявления выбросов применялся метод анализа локальной окрестности точки. Пусть y_t – значение признака в момент t ; y_{t-1} и y_{t+1} – соседние значения. Точка y_t признаётся аномальной при одновременном выполнении условий:

$$\max\left(\frac{|y_t - y_{t-1}|}{\max(|y_t|, |y_{t-1}|)}, \frac{|y_{t+1} - y_t|}{\max(|y_t|, |y_{t+1}|)}\right) > \theta_d,$$

$$\frac{|y_{t+1} - y_{t-1}|}{\max(|y_{t+1}|, |y_{t-1}|)} < \theta_s,$$

где $\theta_d = 0.5$ – порог отклонения от соседей; $\theta_s = 0.1$ – порог схожести соседей между собой.

Физический смысл распознавания: точка считается выбросом, если она резко отклоняется от соседних значений, в то время как сами соседи близки друг к другу. Количество выявленных аномалий не превышало 0.5 % от общего объёма данных для каждого водпоста.

2.3. Процедура заполнения пропусков

После удаления выбросов пропуски заполнялись методом кубической сплайн-интерполяции, сохраняющей монотонность и гладкость временного ряда.

2.4. Конструирование признаков

Для учёта сезонности применялось тригонометрическое кодирование временных признаков:

$$\begin{aligned} day_x &= \sin\left(\frac{2\pi \cdot d}{365}\right), & day_y &= \cos\left(\frac{2\pi \cdot d}{365}\right) \\ month_x &= \sin\left(\frac{2\pi \cdot m}{12}\right), & month_y &= \cos\left(\frac{2\pi \cdot m}{12}\right) \end{aligned}$$

где d – день года, m – номер месяца.

Базовый набор признаков включал: `day_x`, `day_y`, `month_x`, `month_y`, `P`, `T`, `Hsnow`, `wind_speed`. Для отдельных водпостов набор расширялся дополнительными признаками (`RH`, `T_soil`, `wind_max_speed`) на основе предварительных экспериментов.

3. Выбор и сопоставление нескольких архитектур нейросетевой модели глубокого обучения

3.1. Обзор тестируемых архитектур

В рамках численных экспериментов проводилось сравнение четырёх архитектур нейронных сетей, широко используемых для прогнозирования временных рядов.

LSTM (Long Short-Term Memory) – рекуррентная архитектура с механизмом долгосрочной памяти, использующая три типа ворот (входной, забывания, выходной) для контроля информационного потока. Эта архитектура эффективна для последовательностей с долгосрочными зависимостями, однако характеризуется высокой вычислительной сложностью.

GRU (Gated Recurrent Unit) – упрощённая версия LSTM с двумя воротами (обновления и сброса). Она обеспечивает сопоставимое качество при меньшем числе параметров и более быстром обучении.

N-BEATS (Neural Basis Expansion Analysis for Time Series) – архитектура на основе полносвязных сетей с механизмом остаточных связей. Использует разложение временного ряда на базисные функции (обучаемые или заданные).

N-HiTS (Neural Hierarchical Interpolation for Time Series) – фактически представляет собой развитие N-BEATS с иерархической структурой и механизмом интерполяции. Важно отметить, что данная архитектура сокращает число параметров за счёт интерполяции прогноза на разных временных масштабах, ускоряя вычисления и снижая риск переобучения.

3.2. Архитектура GRU

По результатам экспериментов наилучшую точность продемонстрировала архитектура GRU [28] (рис. 3). Её выбор обусловлен балансом между выразительностью модели и вычислительной эффективностью: GRU требует меньше параметров по сравнению с LSTM при сохранении способности моделировать долгосрочные зависимости.

Для входного вектора x_t и предыдущего скрытого состояния h_{t-1} вычисления GRU-ячейки определяются следующим образом:

Ворота обновления:
$$z_t = \sigma(W_z x_t + U_z h_{t-1} + b_z)$$

Ворота сброса:
$$r_t = \sigma(W_r x_t + U_r h_{t-1} + b_r)$$

Кандидат скрытого состояния:
$$\tilde{h}_t = \tanh(W_h x_t + U_h (r_t \odot h_{t-1}) + b_h)$$

Итоговое скрытое состояние:
$$h_t = (1 - z_t) \odot h_{t-1} + z_t \odot \tilde{h}_t$$

Здесь σ – сигмоидная функция активации; \odot – поэлементное умножение; W_* , U_* , b_* – обучаемые параметры.

3.3. Конфигурация модели

В табл. 7 приведены гиперпараметры нейросетевой модели архитектуры GRU.

Таблица 7. Гиперпараметры архитектуры GRU
Table 7. GRU architecture hyperparameters

Параметр	Значение	Описание
hidden_dim	384–512	Размерность скрытого состояния
n_rnn_layers	3	Количество рекуррентных слоёв
dropout	0.05	Дропаут
activation	ReLU / LeakyReLU	Функция активации
input_chunk_length	45	Длина входной последовательности (дней)
output_chunk_length	10	Горизонт прогноза (дней)

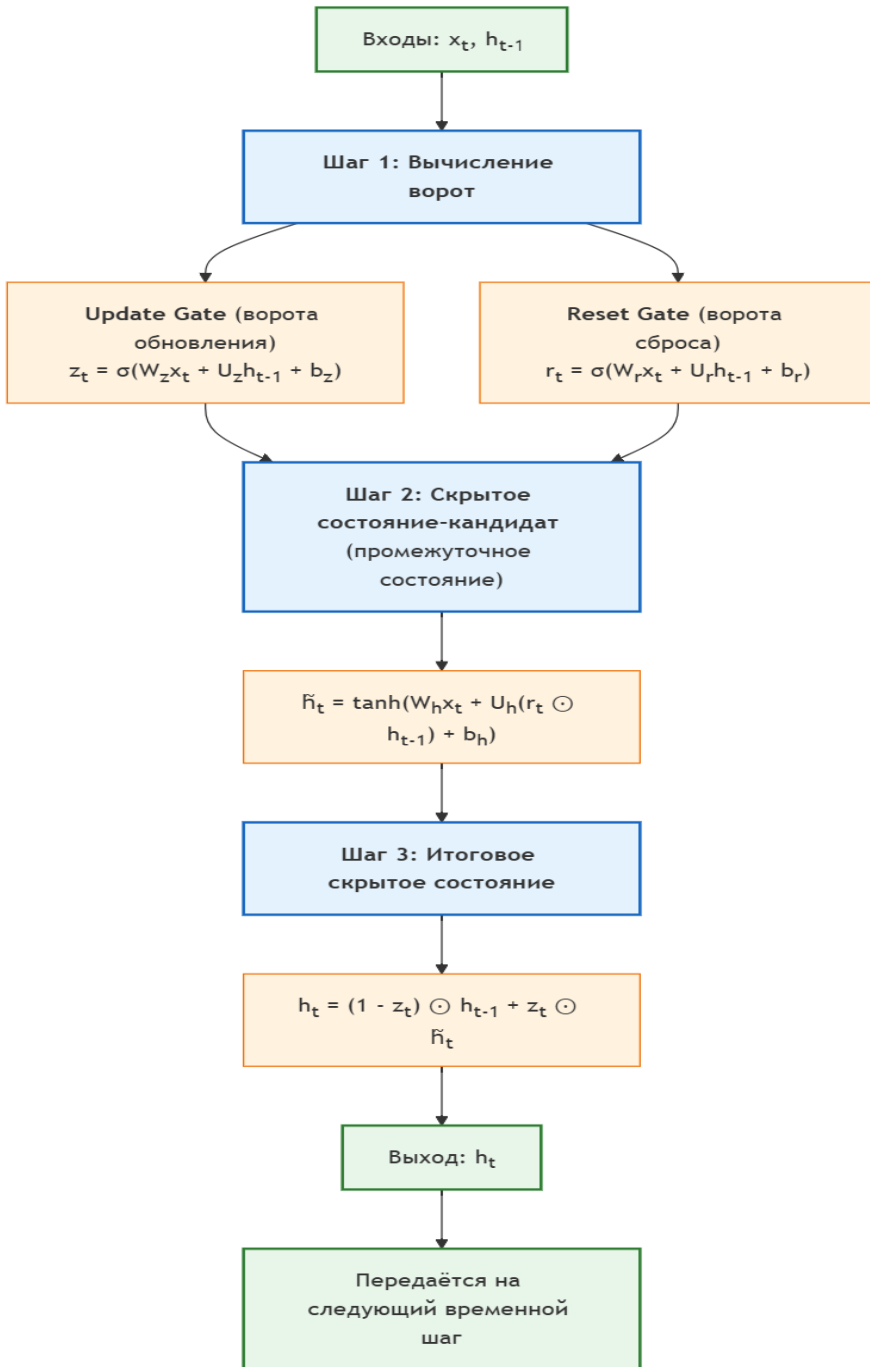


Рис. 3. Структура GRU-ячейки.
Fig. 3. GRU cell architecture.

3.4. Функции потерь

В качестве функций потерь использовались среднеквадратическая ошибка (MSE) и средняя абсолютная ошибка (MAE):

$$\text{MSE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2,$$

$$\text{MAE} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |y_i - \hat{y}_i|,$$

где y_i – фактическое значение; \hat{y}_i – прогнозируемое значение; N – количество примеров.

MSE штрафует большие отклонения сильнее за счёт квадратичной зависимости, что делает её чувствительной к выбросам. MAE обеспечивает более робастную оценку, однако она менее чувствительна к систематическим ошибкам.

3.5. Параметры обучения

В табл. 8 приведены гиперпараметры процесса обучения выбранной архитектуры нейросетевой модели глубокого обучения.

Таблица 8. Гиперпараметры процесса обучения
Table 8. Training process hyperparameters

Параметр	Значение	Описание
optimizer	Adam	Оптимизатор
learning_rate	0.0001–0.001	Начальная скорость обучения
n_epochs	40–70	Количество эпох
loss_function	MSE / MAE	Функция потерь
lr_schedule	StepLR	Планировщик скорости обучения
lr_gamma	0.15	Множитель снижения lr каждые 1/4 от общего числа эпох

Диапазоны гиперпараметров определены на основе предварительных экспериментов с целью сокращения пространства поиска оптимальной конфигурации.

4. Анализ результатов краткосрочных и среднесрочных прогнозов уровней воды по пяти тестовым водосборам

4.1. Критерий оценки качества прогнозов

Для оценки качества прогнозов использовался критерий оправданности S/σ_{Δ} , характеризующий отношение ошибки прогноза к естественной изменчивости процесса.

Пусть $Y_{act}(j)$ – фактический уровень воды в день j , $Y_{pred}(j+k)$ – прогнозируемый уровень на день $j+k$, k – заблаговременность прогноза, тогда:

Изменчивость процесса: $\Delta_j(k) = Y_{act}(j) - Y_{act}(j+k)$

Стандартное отклонение изменчивости:

$$\sigma_{\Delta}(k) = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{j=1}^N (\Delta_j(k) - \bar{\Delta}(k))^2},$$

где $\bar{\Delta}(k)$ - среднее арифметическое значение изменчивости процесса для k -й заблаговременности.

Среднеквадратическая ошибка прогноза:

$$S(k) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (Y_{act}(j+k) - Y_{pred}(j+k))^2}$$

Критерий оправдываемости: $S(k)/\sigma_{\Delta}(k)$

Прогноз считается оправдавшимся при $S/\sigma_{\Delta} < 0.80$, что означает превосходство модели над инерционным прогнозом, основанным на естественной изменчивости процесса.

4.2. Результаты по пяти тестовым водосборам с использованием модели глубокого обучения

В табл. 9 приведены значения критерия оправдываемости для различных значений заблаговременности прогноза (от 1 до 10 суток).

Таблица 9. Значения критерия S/σ_{Δ} для различных заблаговременностей прогноза Δ (в сутках) – глубокое машинное обучение

Table 9. S/σ_{Δ} values for forecast lead times Δ (days) – deep learning model

Название реки (водпост)	Значения S/σ_{Δ} для разной заблаговременности прогноза									
	$\Delta=1$	$\Delta=2$	$\Delta=3$	$\Delta=4$	$\Delta=5$	$\Delta=6$	$\Delta=7$	$\Delta=8$	$\Delta=9$	$\Delta=10$
р. Большая Воровская (с. Соболево)	0.82	0.88	0.90	0.89	0.88	0.87	0.87	0.86	0.86	0.84
р. Малиновка (с. Ракитное)	0.70	0.77	0.81	0.84	0.86	0.88	0.89	0.90	0.91	0.91
р. Сытва (пгт Самары)	0.83	0.79	0.76	0.75	0.73	0.69	0.68	0.67	0.66	0.66
р. Белая (пгт Каменно-мостский)	0.88	0.85	0.84	0.83	0.83	0.82	0.81	0.80	0.80	0.79
р. Малка (с. Каменно-мостское)	0.97	0.95	0.92	0.91	0.89	0.89	0.89	0.89	0.88	0.88

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения S/σ_{Δ} , удовлетворяющие критерию оправдываемости $S/\sigma_{\Delta} < 0.80$ (удовлетворительное качество прогноза).

На рис. 4 представлены зависимости S/σ_{Δ} от заблаговременности прогноза для пяти тестовых водосборов.

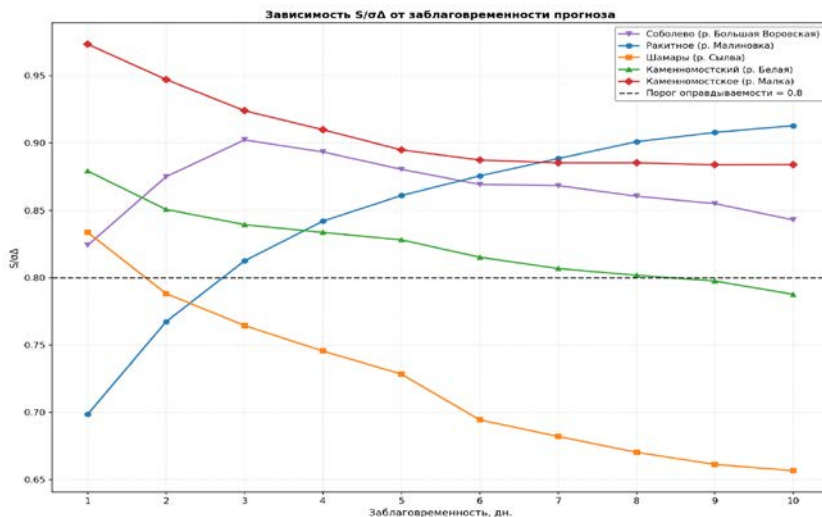


Рис. 4. График зависимости S/σ_{Δ} от заблаговременности прогноза для пяти тестовых водосборов.

Fig. 4. S/σ_{Δ} criterion as a function of forecast lead time for the five test catchments.

4.3. Комплексный анализ результатов сопоставления двух выделенных гидрогеологических подходов в задаче прогнозирования водного режима

Модель глубокого обучения

Из пяти тестовых водосборов три для модели глубокого обучения демонстрируют удовлетворительное качество прогнозов по критерию S/σ_{Δ} :

1) р. Сылта (пгт Шамары) – наилучший результат. Критерий выполняется для заблаговременности от двух до десяти суток, с минимальным значением 0.66 на 10-й день. При этом характерно улучшение качества с ростом заблаговременности, что может объясняться особенностями формирования водного режима для данного тестового водосбора (река I типа с весенним половодьем – Восточноевропейский тип; табл. 2);

2) р. Малиновка (с. Ракитное) – критерий выполняется для краткосрочного прогноза от 1 до 2 дней с минимальным значением 0.70 (река II типа с половодьем в тёплую часть года, табл. 2). В данном случае наблюдается типичная картина снижения качества оправдываемости с увеличением заблаговременности прогноза;

3) р. Белая (пгт Каменномостский) – критерий выполняется для среднесрочного прогноза от 2 до 10 суток с минимальным значением 0.79 (река III типа с паводочным режимом – Северокавказский тип рек, табл. 2).

На рис. 5, 6 и 7, 8 показано сопоставление прогнозных и фактических значений уровня воды для, соответственно: р. Сылва (пгт Шамары) с заблаговременностью 2, 10 суток и р. Малиновка (с. Ракитное) с заблаговременностью 1, 2 суток.

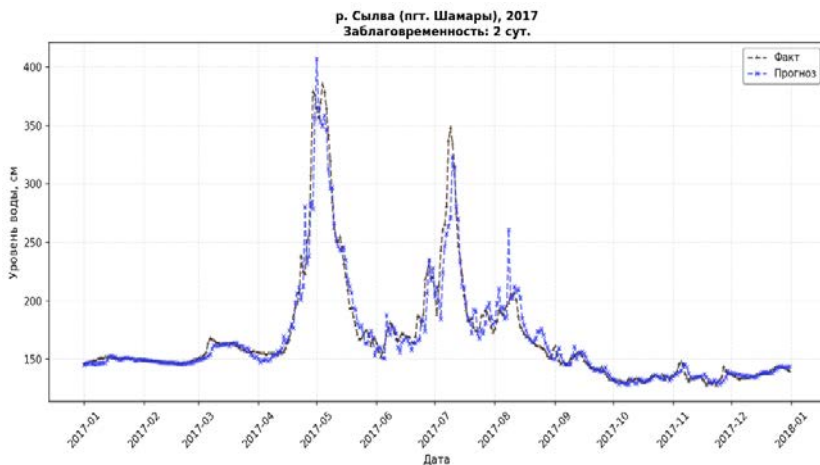


Рис. 5. Пример прогноза уровня воды для р. Сылва (пгт Шамары): сравнение прогнозируемых и фактических значений с заблаговременностью двое суток для 2017 г. (модель глубокого обучения).

Fig. 5. Water level forecast for the Sylva River (Shamary): predicted vs. observed values at a 2-day lead time, 2017 (deep learning model).

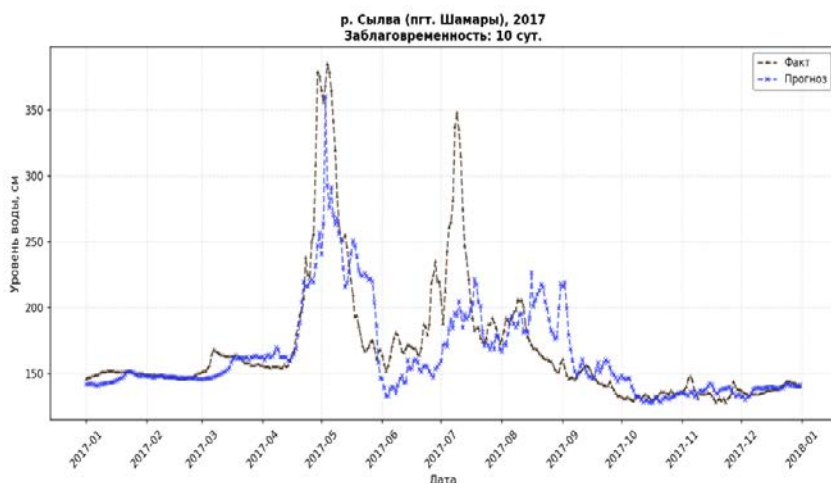


Рис. 6. Пример прогноза уровня воды для р. Сылва (пгт Шамары): сравнение прогнозируемых и фактических значений с заблаговременностью 10 суток для 2017 г. (модель глубокого обучения).

Fig. 6. Water level forecast for the Sylva River (Shamary): predicted vs. observed values at a 10-day lead time, 2017 (deep learning model).

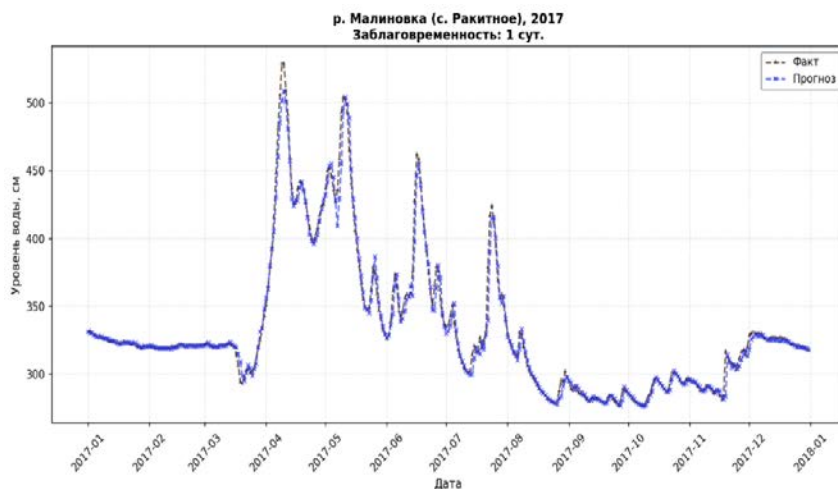


Рис. 7. Пример прогноза уровня воды для р. Малиновка (с. Ракитное): сравнение прогнозируемых и фактических значений с заблаговременностью 1 сутки для 2017 г. (модель глубокого обучения).

Fig. 7. Water level forecast for the Malinovka River (Rakitnoye): predicted vs. observed values at a 1-day lead time, 2017 (deep learning model).

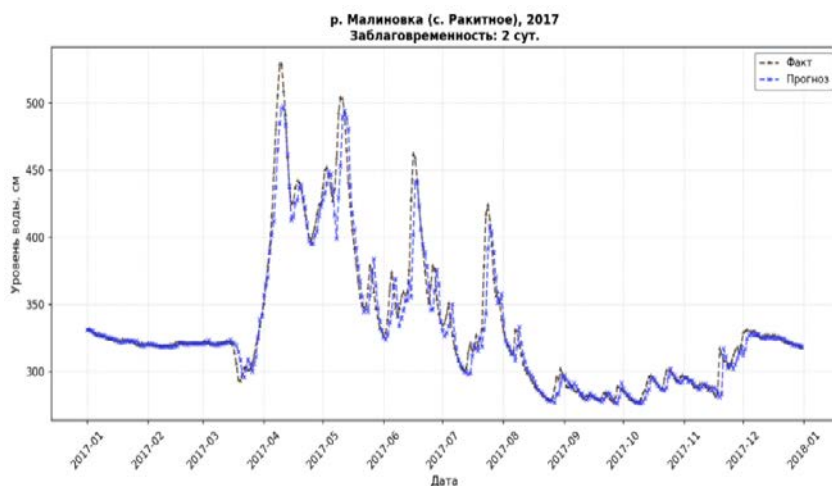


Рис. 8. Пример прогноза уровня воды для р. Малиновка (с. Ракитное): сравнение прогнозируемых и фактических значений с заблаговременностью двое суток для 2017 г. (модель глубокого обучения).

Fig. 8. Water level forecast for the Malinovka River (Rakitnoye): predicted vs. observed values at a 2-day lead time, 2017 (deep learning model).

Для тестовых водосборов р. Большая Воровская (с. Соболево) и р. Малка (с. Каменноостокское) удовлетворительное значение критерия оправдываемости S/σ_{Δ} не достигается ни при одной заблаговременности, что указывает на необходимость расширения набора входных признаков,

включения дополнительных факторов или применения альтернативных подходов к моделированию.

Модель экстраполяции гидрографа

Анализ выполненных расчётов показал, что из пяти тестовых водосборов только для одного (р. Малиновка (с. Ракитное)) модель экстраполяции гидрографа демонстрирует удовлетворительное качество прогнозов по критерию S/σ_{Δ} для заблаговременности прогноза в одни сутки (табл. 10). Полученный результат подтверждает целесообразность развития нейросетевого подхода с учётом всех аспектов, описанных ранее.

Таблица 10. Значения критерия S/σ_{Δ} для различных заблаговременностей прогноза Δ (в сутках) – модель экстраполяции гидрографа

Table 10. S/σ_{Δ} values for forecast lead times Δ (days) – hydrograph extrapolation model

Название реки (водпост)	Значения S/σ_{Δ} для разной заблаговременности прогноза									
	$\Delta=1$	$\Delta=2$	$\Delta=3$	$\Delta=4$	$\Delta=5$	$\Delta=6$	$\Delta=7$	$\Delta=8$	$\Delta=9$	$\Delta=10$
р. Большая Воровская (с. Соболево)	0.89	0.96	0.97	0.97	0.96	0.96	0.95	0.94	0.94	0.93
р. Малиновка (с. Ракитное)	0.77	0.88	0.91	0.92	0.93	0.92	0.92	0.91	0.91	0.90
р. Сылва (пгт Самары)	0.86	0.90	0.91	0.92	0.92	0.92	0.91	0.91	0.90	0.89
р. Белая (пгт Каменно-мостский)	0.86	0.90	0.89	0.90	0.90	0.89	0.88	0.88	0.88	0.87
р. Малка (с. Каменно-мостское)	0.99	0.98	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.97	0.97	0.97

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения S/σ_{Δ} , удовлетворяющие критерию оправдываемости $S/\sigma_{\Delta} < 0.80$ (удовлетворительное качество прогноза).

На рис. 9, 10 показано сопоставление прогнозных и фактических значений уровня воды для р. Малиновка (с. Ракитное) с заблаговременностью одни и двое суток для 2017 года.

Заключение

Выполненный комплекс исследований с использованием нейросетевой модели глубокого обучения, связанный с выбором оптимальных методов прогнозирования уровней воды разной заблаговременности для пяти тестовых водосборов, расположенных в различных физико-географических зонах формирования речного стока, и сопоставление их эффективности с проверенными методами прогнозов водного режима, позволяет сформулировать следующие выводы.

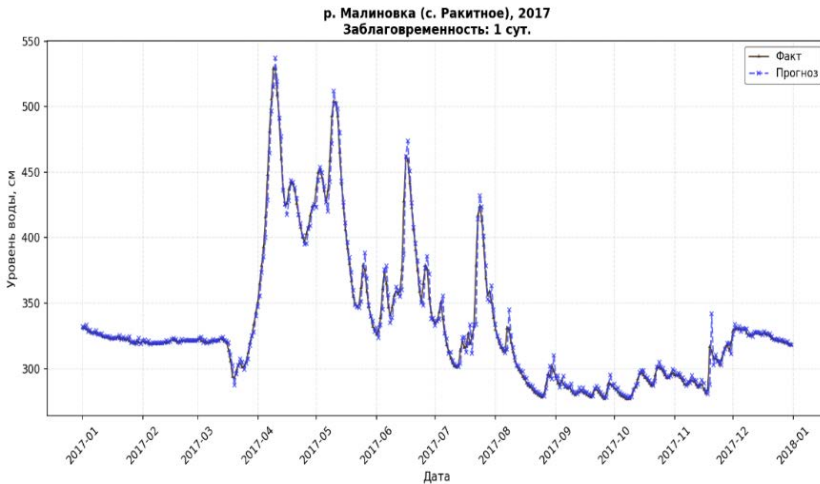


Рис. 9. Пример прогноза уровня воды для р. Малиновка (с. Ракитное): сравнение прогнозируемых и фактических значений с заблаговременностью одни сутки для 2017 г. (модель экстраполяции гидрографа).

Fig. 9. Water level forecast for the Malinovka River (Rakitnoye): predicted vs. observed values at a 1-day lead time, 2017 (hydrograph extrapolation model).

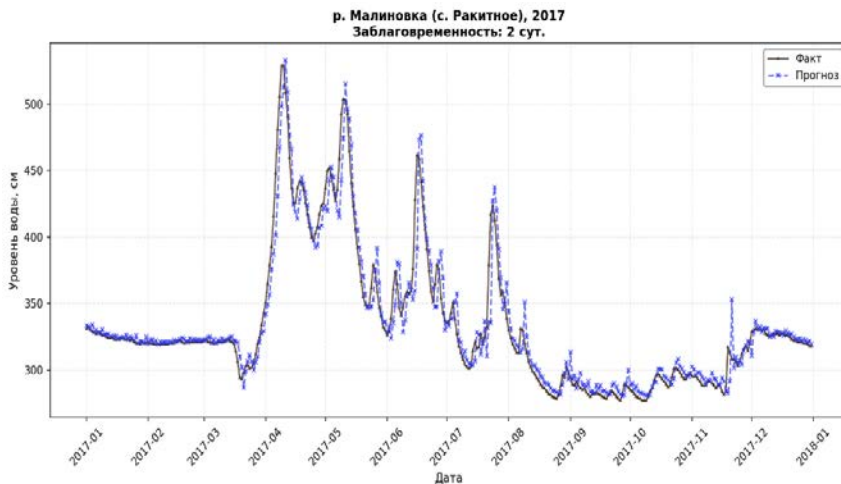


Рис. 10. Пример прогноза уровня воды для р. Малиновка (с. Ракитное): сравнение прогнозируемых и фактических значений с заблаговременностью двое суток для 2017 г. (модель экстраполяции гидрографа).

Fig. 10. Water level forecast for the Malinovka River (Rakitnoye): predicted vs. observed values at a 2-day lead time, 2017 (hydrograph extrapolation model).

Нейросетевой подход имеет определённые преимущества перед ставшими уже классическими статистическими методами, а также методами, базирующимися на концептуальных представлениях о процессе формирования стока. Отметим, что все они в той или иной степени подтверждены в многочисленных публикациях, объём которых непрерывно возрастает [23].

Преимущества перед классическими статистическими моделями

1) Нелинейность и сложность зависимостей

Нейросети способны выявлять нелинейные зависимости между переменными, что позволяет лучше учитывать сложную динамику природных явлений, таких как осадки, испарение, снеготаяние, скорость ветра, уровень грунтовых вод и ряд других характеристик. Тогда как традиционные методы часто основаны на линейных регрессиях или простых преобразованиях.

2) Автоматическое обучение

Современные архитектуры нейросетей позволяют автоматически находить оптимальные веса и коэффициенты, используя большие объемы исторических данных. Это снижает необходимость ручных настроек и повышает точность предсказания по мере увеличения объема данных.

3) Обработка больших объемов данных

Глубокие нейросети легко масштабируются и обрабатывают огромные массивы пространственно-временных данных (спутниковые снимки, метеостанционные наблюдения, данные наблюдения на подземных скважинах). Они эффективно интегрируют разнородные данные из разных источников, улучшая качество прогнозов.

4) Гибкость структуры сети

Архитектуры типа сверточных нейронных сетей и рекуррентных нейронных сетей специально разработаны для обработки изображений и временных рядов, что идеально подходит для анализа гидрологических данных, зависящих от пространства и времени.

5) Повышенная устойчивость к шумам и неопределенности

Благодаря механизмам регуляризации и регулярному обучению, нейросети устойчивее к зашумленным данным и вариациям в исходных данных, характерных для гидрометеорологии.

Преимущества перед концептуальными моделями

1) Отсутствие априорных предположений о физическом механизме процесса

Концептуальные модели требуют глубокого понимания физических законов, управляющих процессами формирования стока, включая почву, грунтовые воды, растительность и климат. Эти знания ограничены и несовершенны, особенно в сложных ландшафтах. Модели на основе нейросетей свободны от такого рода ограничений и извлекают закономерности непосредственно из данных.

2) Моделирование множества факторов одновременно

Для построения качественной концептуальной модели необходим глубокий анализ взаимосвязей между всеми элементами системы водосбора.

Нейросеть же способна учесть влияние всех значимых факторов сразу, минимизируя риск упущенных взаимодействий.

3) *Способность адаптироваться к изменениям условий*

Климатические изменения приводят к изменению характеристик осадков, температуры и иных климатических показателей. Нейросети быстрее адаптируются к новым условиям благодаря своей способности самообучаться на новых данных, тогда как концепция требует трудоемкого обновления теоретической базы и проверки соответствия физическим законам.

4) *Более точное моделирование пространственных изменений*

Использование дополнительных признаков, таких как изображения с помощью свёрточных нейросетей, позволяет учитывать пространственное распределение свойств водосборов: рельеф местности, типы почв, растительный покров, которое трудно (или даже невозможно) формализовать в традиционных моделях.

Таким образом, современные нейросетевые подходы обладают существенными преимуществами в области точности, гибкости и устойчивости, позволяя создавать более точные гидрологические прогнозы с разной заблаговременностью даже в условиях сложной динамики природной среды и нехватки детального физического описания происходящих процессов.

Реализация этих преимуществ в полном объёме в основном ограничивается: 1) недостатком архивного материала по времени наблюдения и 2) отсутствием некоторых гидрогеологических характеристик, связанных с формированием речного стока.

Однако, уже сейчас даже на уровне имеющегося объёма исходной информации на примере пяти тестовых водосборов отчётливо видно преимущество современных нейросетевых методов прогнозов водного режима перед проверенными временем решениями. В этих условиях переход к разработке принципиально новой автоматизированной нейросетевой системы выпуска гидрологических прогнозов разной заблаговременности становится насущной задачей гидрологии суши.

Список литературы

1. Акмаев Э.Р., Романов А.В. Метод долгосрочного прогноза максимального уровня воды р. Исеть на основе глубокого обучения // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2024. № 4 (394). С. 90-108.
2. Борц С.В., Симонов Ю.А., Христофоров А.В. Прогнозирование стока рек России. М.: Гидрометцентр России, 2023. 200 с.
3. Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики (за 1971–1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 18. Дальний Восток. Вып. 3. Приморье. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 212 с.
4. Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики. (за 1971–1975 гг. и весь период наблюдений). Т. 1. Кольский полуостров. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 147 с.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 20. Камчатка. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 368 с.

6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Т. 20. Камчатка. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 144 с.
7. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики (за 1963–1970 гг. и весь период наблюдений). Т. 11. Средний Урал и Приуралье. Вып. 1. Кама. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 476 с.
8. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики (за 1963–1970 гг. и весь период наблюдений). Т. 8. Северный Кавказ. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 248 с.
9. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 1. Кольский полуостров. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 316 с.
10. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 8. Северный Кавказ. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 448 с.
11. Романов А.В., Акмаев Э.Р., Червоненкис М.А. Глубокие нейронные сети архитектуры трансформер в задачах гидрологических прогнозов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 2 (388). С. 138-155.
12. Симонов Ю.А., Христофоров А.В., Юмина Н.М., Семенова Н.К., Волов И.С., Шевченко А.И. Краткосрочное и среднесрочное прогнозирование уровней воды на реках России на основе статистических методов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2025. № 4 (398). С. 114–128.
13. Чеботарёв А.И. Гидрологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 308 с.
14. Bai T., Tahmasebi P. Graph neural network for groundwater level forecasting // Journal of Hydrology. 2023. Vol. 616. P. 128792.
15. Chang F.J., Chen Y.C. A counterpropagation fuzzy-neural network modeling approach to real time streamflow prediction // Journal of Hydrology. 2001. Vol. 245, no. 1-4. P. 153-164.
16. Chen C.W. et al. Application of neural networks and optimization model in conjunctive use of surface water and groundwater // Water resources management. 2014. Vol. 28. P. 2813-2832.
17. Dawson C.W., Wilby R.L. An artificial neural network approach to rainfall-runoff modelling // Hydrological Sciences Journal. 1998. Vol. 43, no. 1. P. 47-66.
18. Djurovic N. et al. Comparison of groundwater level models based on artificial neural networks and ANFIS // The Scientific World Journal. 2015. No. 1. C. 742138.
19. Guimarães Santos C.A., Silva G.B.L. Daily streamflow forecasting using a wavelet transform and artificial neural network hybrid models // Hydrological Sciences Journal. 2014. Vol. 59, no. 2. P. 312-324.
20. Liu F., Xu F., Yang S. A flood forecasting model based on deep learning algorithm via integrating stacked autoencoders with BP neural network // 2017 IEEE third International conference on multimedia big data (BigMM). Ieee, 2017. P. 58-61.
21. Manual on Flood Forecasting and Warning // WMO-№ 1072. 2011. 138 p.
22. Mohanty S. et al. Using artificial neural network approach for simultaneous forecasting of weekly groundwater levels at multiple sites // Water Resources Management. 2015. Vol. 29. P. 5521-5532.
23. Muhammed Si., Bekir Zahit Demiray, Zhongrun Xiang, Gregory J. Ewing, Yusuf Sermet A comprehensive review of deep learning applications in hydrology and water resources // Water Science & Technology. 2020. Vol. 82, no. 12. P. 2635-2670. DOI: 10.2166/wst.2020.369
24. Oyeboode O., Stretch D. Neural network modeling of hydrological systems: A review of implementation techniques // Natural Resource Modeling. 2019. Vol. 32, no. 1. P. e12189.
25. Shen C., Lawson K. Applications of deep learning in hydrology // Deep Learning for the Earth Sciences: A Comprehensive Approach to Remote Sensing, Climate Science, and Geosciences. 2021. P. 283-297. <https://doi.org/10.1002/9781119646181.ch19>
26. Tao H. et al. Groundwater level prediction using machine learning models: A comprehensive review // Neurocomputing. 2022. Vol. 489. P. 271-308.
27. Wunsch A., Liesch T., Broda S. Groundwater level forecasting with artificial neural networks: a comparison of long short-term memory (LSTM), convolutional neural networks (CNNs),

and non-linear autoregressive networks with exogenous input (NARX) // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2021. Vol. 25, no. 3. P. 1671-1687.

28. Ying Nie1, Kok Hwa Yu1, Yang Wang1, PeiSen Liu. Applications of machine learning and deep learning in hydrology from a bibliometric perspective: a comprehensive review // *Discover Artificial Intelligence*. 2025. Vol. 5, no. 242. <https://doi.org/10.1007/s44163-025-00471-x>

References

1. Akmaev E.R., Romanov A.V. Deep learning long-term method of maximum water level forecast of the Iset. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2024, vol. 394, no. 4, pp. 90-108 [in Russ.].

2. Borsch S.V., Simonov Yu.A., Khristoforov A.V. Prognozirovaniye stoka rek Rossii [Stream-flow forecasting in Russia]. Moscow, Izd-vo FGBU «Gidrometcentr Rossii», 2023, 200 p. [in Russ.].

3. Gosudarstvennyy vodnyy kadastr. Osnovnye gidrologicheskie karakteristiki (za 1971–1975 gg. i ves' period nablyudeniya). T. 18. Dal'niy Vostok. Vyp. 3. Primor'e. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1978, 212 p. [in Russ.].

4. Gosudarstvennyy vodnyy kadastr. Osnovnye gidrologicheskie karakteristiki. (za 1971–1975 gg. i ves' period nablyudeniya). Vol. 1. Kol'skiy poluostrov. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1978. 147 p. [in Russ.].

5. Resursy poverhnostnykh vod SSSR. T. 20. Kamchatka. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1973, 368 p. [in Russ.].

6. Resursy poverhnostnykh vod SSSR. Osnovnye gidrologicheskie karakteristiki. Vol. 20. Kamchatka. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1967, 144 p. [in Russ.].

7. Resursy poverhnostnykh vod SSSR. Osnovnye gidrologicheskie karakteristiki (za 1963–1970 gg. i ves' period nablyudeniya). Vol. 11. Sredniy Ural i Priural'e. Vyp. 1. Kama. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1975, 476 p. [in Russ.].

8. Resursy poverhnostnykh vod SSSR. Osnovnye gidrologicheskie karakteristiki (za 1963–1970 gg. i ves' period nablyudeniya). Vol. 8. Severnyy Kavkaz. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1975, 248 p. [in Russ.].

9. Resursy poverhnostnykh vod SSSR. Vol. 1. Kol'skiy poluostrov. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1970, 316 p. [in Russ.].

10. Resursy poverhnostnykh vod SSSR. Vol. 8. Severnyy Kavkaz. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1973, 448 p. [in Russ.].

11. Romanov A.V., Akmaev E.R., Chervonenkis M.A. Deep neural networks of transformer architecture in problems of hydrological forecasts. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2023, vol. 388, no. 2, pp. 138-155 [in Russ.].

12. Simonov Yu.A., Khristoforov A.V., Yumina N.M., Semenova N.K., Volov I.S., Shevchenko A.I. Short- and medium-range forecasting of water levels on Russian rivers based on statistical methods. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2025, vol. 398, no. 4, pp. 114-128 [in Russ.].

13. Chebotarev A.I. *Gidrologicheskiy slovar' [Hydrological dictionary]*. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1978, 308 p. [in Russ.].

14. Bai T., Tahmasebi P. Graph neural network for groundwater level forecasting. *Journal of Hydrology*, 2023, vol. 616, pp. 128792.

15. Chang F.J., Chen Y.C. A counterpropagation fuzzy-neural network modeling approach to real time streamflow prediction. *Journal of Hydrology*, 2001, vol. 245, no. 1-4, pp. 153-164.

16. Chen C.W. et al. Application of neural networks and optimization model in conjunctive use of surface water and groundwater. *Water resources management*, 2014, vol. 28, pp. 2813-2832.

17. Dawson C.W., Wilby R.L. An artificial neural network approach to rainfall-runoff modelling. *Hydrological Sciences Journal*, 1998, vol. 43, no. 1, pp. 47-66.

18. Djurovic N. et al. Comparison of groundwater level models based on artificial neural networks and ANFIS. *The Scientific World Journal*, 2015, no. 1, p. 742138.
19. Guimarães Santos C.A., Silva G.B.L. Daily streamflow forecasting using a wavelet transform and artificial neural network hybrid models. *Hydrological Sciences Journal*, 2014, vol. 59, no. 2, pp. 312-324.
20. Liu F., Xu F., Yang S. A flood forecasting model based on deep learning algorithm via integrating stacked autoencoders with BP neural network. 2017 IEEE third International conference on multimedia big data (BigMM). Ieee, 2017, pp. 58-61.
21. WMO-№ 1072. Manual on Flood Forecasting and Warning. WMO, Geneva, 2011, 138 p.
22. Mohanty S. et al. Using artificial neural network approach for simultaneous forecasting of weekly groundwater levels at multiple sites. *Water Resources Management*, 2015, vol. 29, pp. 5521-5532.
23. Muhammed Si., Bekir Zahit Demiray, Zhongrun Xiang, Gregory J. Ewing, Yusuf Sermet. A comprehensive review of deep learning applications in hydrology and water resources. *Water Science & Technology*, 2020, vol. 82, no. 12, pp. 2635-2670. DOI: 10.2166/wst.2020.369
24. Oyeboode O., Stretch D. Neural network modeling of hydrological systems: A review of implementation techniques. *Natural Resource Modeling*, 2019, vol. 32, no. 1, p. e12189.
25. Shen C., Lawson K. Applications of deep learning in hydrology // *Deep Learning for the Earth Sciences: A Comprehensive Approach to Remote Sensing, Climate Science, and Geosciences*, 2021, pp. 283-297. DOI: 10.1002/9781119646181.ch19
26. Tao H. et al. Groundwater level prediction using machine learning models: A comprehensive review. *Neurocomputing*, 2022, vol. 489, pp. 271-308.
27. Wunsch A., Liesch T., Broda S. Groundwater level forecasting with artificial neural networks: a comparison of long short-term memory (LSTM), convolutional neural networks (CNNs), and non-linear autoregressive networks with exogenous input (NARX). *Hydrology and Earth System Sciences*, 2021, vol. 25, no. 3, pp. 1671-1687.
28. Ying Nie1, Kok Hwa Yu1, Yang Wang1, PeiSen Liu. Applications of machine learning and deep learning in hydrology from a bibliometric perspective: a comprehensive review. *Discover Artificial Intelligence*, 2025, vol. 5, no. 242. DOI: 10.1007/s44163-025-00471-x.

*Поступила 10.02.2026; принята в печать 26.05.2026.
Submitted 10.02.2026; accepted for publication 26.05.2026.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-169-183>

УДК 630:551.5

Обзор агрометеорологических условий 2024–2025 сельскохозяйственного года

Л.Л. Тарасова, П.С. Кланг, А.В. Павлова

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
agro-hmc@mecon.ru*

В статье рассматриваются основные погодные аномалии зимы 2024–2025 гг. и лета 2025 г. Агрометеорологические условия вегетационного сезона в большинстве регионов были благоприятными, что, по данным Федеральной службы государственной статистики, позволило собрать высокий урожай (141,2 млн т зерновых и зернобобовых культур). Проанализированы причины формирования засухи на юге России и её влияние на конечную продуктивность.

Ключевые слова: засуха, переувлажнение почвы, заморозки

Overview of the agrometeorological conditions during the 2024–2025 growing season

L.L. Tarasova, P.S. Klang, A.V. Pavlova

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia
agro-hmc@mecon.ru*

The paper investigates main weather anomalies of the 2024/2025 winter and the 2025 summer. The agrometeorological conditions of the growing season in most regions were favorable, which allowed the harvest to be higher than planned (141.2×10⁶ t of grain and pulse crops). The reasons for the formation of drought in southern Russia and its impact on final productivity are analyzed.

Keywords: drought, waterlogging of the soil, light frosts

Введение

Сельскохозяйственный сезон 2024–2025 гг. отличался осенней засухой в южных районах Центрального федерального округа (ЦФО), а также на юге страны, относительно сухой зимой, предопределившей летнюю засуху 2025 г. на большей части Южного федерального округа (ЮФО), ЛНР, ДНР, Херсонской и Запорожской областей. Вместе с тем по данным Росстата [2] в большинстве зернопроизводящих регионов ЦФО, Приволжского (ПФО), Северо-Кавказского (СКФО) федеральных округов урожай на 15–19 % превысил прошлогодние значения, что связано как с повышением производительности отрасли, так и с благоприятными погодными условиями зимовки и весенне-летней вегетации. Выше прошлогодних значений были и валовые сборы зерна на азиатской части страны (на 7–10 %).

Агрометеорологические условия в период осенней посевной кампании на территории ЮФО и СКФО, ЛНР, ДНР, в большинстве районов южной половины ЦФО, юго-западной половины ПФО были крайне неблагоприятными из-за засухи и суховеев, что было обусловлено интенсивной антициклональной деятельностью с центром над Южным Уралом [1]. Атмосферная засуха охватила всю территорию ЦФО и ПФО (даже в Пермском крае ГТК за сентябрь составил 0,6, что соответствует засухе средней интенсивности), в Белгородской, Воронежской, Курской, Липецкой, Тамбовской, Рязанской, Пензенской, Саратовской, Астраханской областях и Республике Мордовия осадков в сентябре не было. В остальных районах ГТК колебался от 0,1 до 0,5. Столь сложной ситуации не наблюдалось с осени 1972 г., но тогда пик осенней атмосферной засухи пришёлся на август, в сентябре условия увлажнения улучшились.

Атмосферная засуха вызвала сильный дефицит увлажнения почвы и почвенную засуху. В третьей декаде сентября недостаточные и плохие запасы в почве наблюдались южнее линии Калуга – Ульяновск – Оренбург (рис. 1).

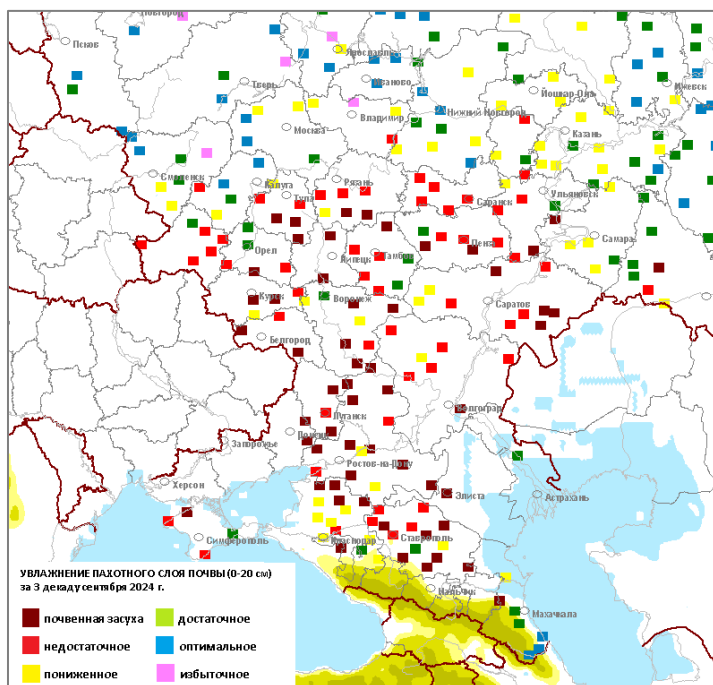


Рис. 1. Запасы продуктивной влаги в пахотном слое почвы по данным определений 28 сентября 2024 г.

Fig. 1. The available soil moisture content in the arable soil layer according to definitions on September 28, 2024.

Наиболее суровая почвенная засуха была в ЮФО, ЛНР, ДНР и Херсонской области, Ставропольском крае, Ингушетии, на части полей пахотный слой почвы (0–20 см) был полностью иссушен. Агрометеорологические условия для подготовки почвы и сева озимых культур в большинстве районов из-за дефицита влаги в почве были малоблагоприятными, сев озимых культур производился в сухую почву. По данным ГМС Дебальцево (ДНР) отмечалась гибель проростков семян озимой пшеницы из-за засухи.

В Ростовской, Херсонской областях, Республике Калмыкия и ДНР, а также на части полей на севере Краснодарского края и Крыма засуха продолжалась и в октябре, влагозапасы в пахотном слое почвы оставались недостаточными и плохими (0–9 мм).

В октябре **агрометеорологическое опасное явление (АОЯ) «почвенная засуха»** под озимыми культурами наблюдалась в Волгоградской, Ростовской, Херсонской, Рязанской, Курской, Брянской, Орловской, Пензенской, Оренбургской и Ульяновской областях, а также в Республике Мордовия и Удмуртской Республике.

В Крыму, ДНР, на востоке Волгоградской области и Ставропольского края, юго-западе Ростовской области и ряде районов республик Северного Кавказа на части полей дефицит влаги в почве сохранялся даже в ноябре, условия для появления всходов, роста и развития озимых были малоблагоприятными, на части полей посевы были изрежены.

На территории Северо-Западного (СЗФО) федерального округа, ЦФО и ПФО вегетация озимых зерновых культур прекратилась в начале ноября. Состояние озимых перед началом зимовки из-за длительной осенней засухи было существенно хуже, чем в прошлом. На наблюдательных участках озимая пшеница достигла фазы кущения, необходимой для успешной зимовки растений, на 30 % полей в ЦФО и на 35 % полей в ПФО (в 2023 г. было 66 и 77 % соответственно). На юге территории из-за сухости почвы местами посевы не взошли или на полях только начиналось прорастание семян, также отмечались изреженные всходы.

В ЮФО и СКФО, ЛНР, ДНР, Херсонской и Запорожской областях вегетация озимых прекратилась во второй, в южных районах – в третьей декаде ноября. По состоянию на 25 ноября в ЮФО, где сосредоточены основные площади под озимой пшеницей, лишь на 16 % площадей состояние этой культуры было хорошим, на 44 % площадей (что почти в 5 раз выше обычных значений) посевы были изреженные, местами они не взошли.

Столь суровые условия осени в центральных чернозёмных областях, Краснодарском и Ставропольском краях и Ростовской области в предыдущие годы не наблюдались. Сильные осенние почвенные засухи были в 2010 и 2020 гг., но тогда их интенсивность была меньше, в 2010 г. отрицательная аномалия средних по области влагозапасов в метровом слое почвы колебалась от 25 до 50 мм продуктивной влаги, в 2020 г. – от 10 до 45 мм, а в 2024 г. – от 35 до 85 мм. В абсолютных значениях дефицит почвенной влаги до уровня оптимальных влагозапасов (160 мм продуктивной влаги)

составлял от 70 до 120 мм, что сопоставимо с суммой осадков за период декабрь–февраль.

Зимовка растений на Европейской территории России (ЕТР) проходила в основном благополучно, низких значений температуры воздуха и почвы не наблюдалось.

Абсолютный минимум температуры почвы на глубине узла кушения озимых культур (3 см) за зиму в большинстве районов составлял $-7...-2^{\circ}$, что близко к оптимальным условиям, лишь местами на юго-востоке ЕТР $-14...-10^{\circ}$, что могло быть опасным для слаборазвитых, повреждённых засухой посевов (рис. 2).

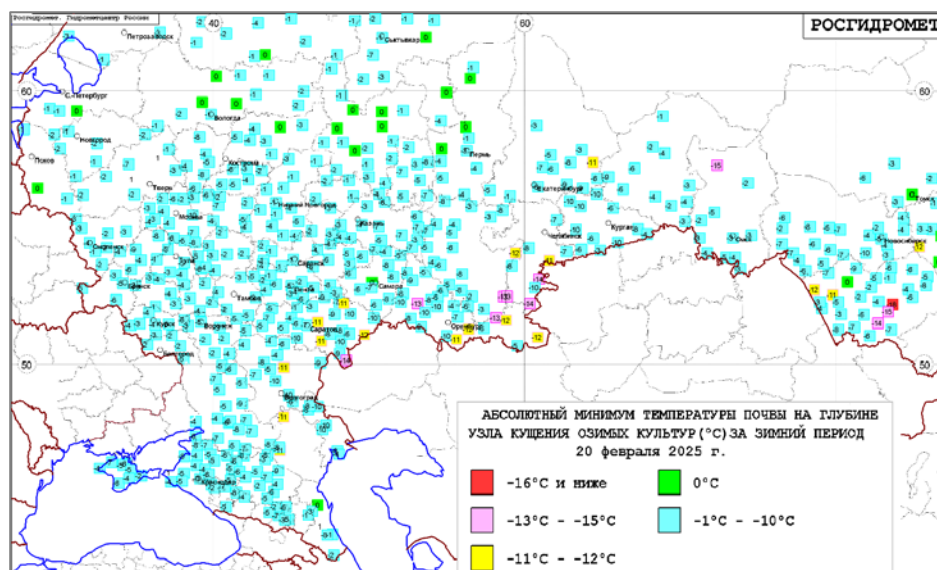


Рис. 2. Абсолютный минимум температуры почвы на глубине узла кушения озимых зерновых культур (3 см) за зимний период 2024–2025 гг.

Fig. 2. The absolute minimum soil temperature at the depth of the tillering node of winter crops (3 cm) for the winter period of 2024–2025.

В северной половине территории минимальная температура почвы на глубине 3 см была близкой к нулю, на территории СЗФО и в северной половине ПФО, а также в Костромской области индекс суровости зимы W_i [6] был выше 1, т. е. зима была многоснежной и тёплой, вследствие чего в феврале сложились погодные условия, приводящие к выпреванию растений. **АОЯ «выпревание»** отмечалось в СЗФО и ПФО: в большинстве районов Республики Коми, Вологодской и Архангельской областях, в Кировской области, Республике Татарстан.

В южной половине ЦФО и на территории ЮФО индекс W_i был от $-1,0$ до $0,1$, что по [4] соответствует умеренно холодной малоснежной (от $-1,9$

до $-0,6$) и нормальной (выше $-0,6$) зиме. Однако аномалия температуры воздуха в период декабрь 2024 г. – февраль 2025 г. в большинстве регионов составляла $1,9-2,6^{\circ}$ (лишь в Краснодарском крае температура была близка к норме), а отрицательные значения индекса W_i связаны со значительным дефицитом осадков в зимний период. Сумма осадков за зиму в среднем по области составляла $40-55$ мм, или $30-40$ % от нормы этого периода, т. е. условия для накопления влаги к началу весенней посевной кампании были значительно хуже средних многолетних. Именно недобор осадков в зимний период предопределил в дальнейшем одну из самых суровых засух на юге страны.

Очень тёплая погода в ноябре, декабре 2024 г. и январе 2025 г. на юге страны была благоприятна для роста и развития озимых культур. В Краснодарском и Ставропольском краях, Республике Крым, республиках Северного Кавказа и юго-западных и южных районах Ростовской области более чем в половине дней этого периода температура воздуха днём была выше 5° (рис. 3), в дневные часы была возможна вегетация озимых зерновых культур. И если в ноябре озимая пшеница в Республике Крым кустилась на 20 % наблюдательных участков, то в январе эта фаза наблюдалась на 80 % участков, в Краснодарском крае – на 33 и 73 % наблюдательных участков соответственно.

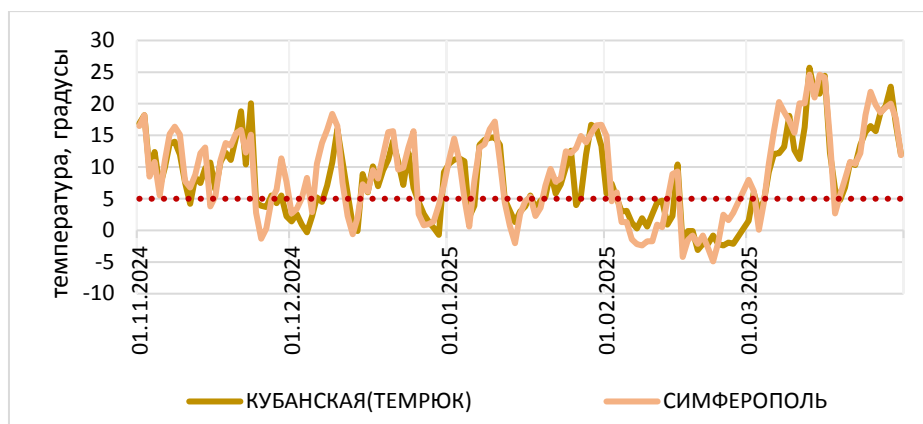


Рис. 3. Максимальная температура воздуха в период 1 ноября 2024 г. – 31 марта 2025 г. по станциям Кубанская (Темрюк, Краснодарский край) и Симферополь (Республика Крым).

Fig. 3. The maximum air temperature in the period from November 1, 2024, to March 31, 2025, at the Kubanskaya (Temryuk, Krasnodar Krai) and Simferopol (Republic of Crimea) stations.

О ходе зимовки можно судить по результатам отращивания проб с.-х. культур, взятых с 20 февраля 2025 г. В этой работе участвовало 328 станций, расположенных в основных сельскохозяйственных регионах, было отобрано 1580 проб озимых культур, многолетних трав и плодовых

культур. Состояние озимых зерновых культур (пшеницы, ржи и тритикале) оценивалось по данным 238 станций, которые отобрали с полей 939 монолитов. Результаты отращивания приведены в табл. 1.

Отбор проб для отращивания является весьма сложной и трудоёмкой задачей. В последнее десятилетие в этой работе участвовало примерно 250–280 станций, которые отбирали около 1000 проб. Зимой 2025 г. количество станций, отбирающих пробы для отращивания озимых зерновых культур и многолетних трав, возросло на 18 % по сравнению с прошлым годом (279), а число станций, вырубаяющих почвенные монолиты, увеличилось на 17 %.

Из табл. 1 видно, что зимовка проходила благополучно, значительной изреженности не наблюдалось.

Таблица 1. Результаты отращивания монолитов озимых зерновых культур, взятых с полей 20 февраля 2025 г.

Table 1. The number of storm alerts for adverse and dangerous agrometeorological events in the 2024-2025 agricultural year

Территория	Количество		Хороших		С изреженностью >10%	
	станций	проб	число	%	число	%
Российская Федерация	238	939	873	93	66	7
СЗФО	9	36	36	100	0	0
ЦФО	57	223	200	90	23	10
ПФО	63	244	208	85	36	15
ЮФО	59	236	233	99	3	1
СКФО	35	140	140	100	0	0
УФО и СФО	8	32	28	88	4	13
Луганская и Донецкая НР	7	28	28	100	0	0

Повышенная изреженность (от 11 до 15 %) из-за неблагоприятных условий зимовки была отмечена лишь в отдельных пробах. В северной половине ЕТР (Ярославской, Костромской, Владимирской, Нижегородской, Кировской областях, Пермском крае, республиках Татарстан, Марий-Эл, а также Мордовской и Удмуртской) растения были повреждены вследствие *выпревания*, а в южной половине территории (Воронежской, Волгоградской и Астраханской областях), в Алтайском крае из-за *вымерзания* и *ледяной корки*.

Таким образом, агрометеорологические условия зимовки озимых зерновых культур были хорошими, сильных морозов не наблюдалось, а тёплая погода на юге территории была благоприятной для роста и развития озимой пшеницы.

На юге страны в большинстве дней марта удерживалась очень тёплая, а в начале второй декады месяца аномально жаркая погода (днём

до 22...31°). В южных районах у плодовых культур началось набухание и распускание почек, в Краснодарском крае, республиках Крым и Дагестан 16–20 марта отмечалось начало цветения алычи и абрикоса. В третьей декаде южнее широты Ростова-на-Дону абрикос зацвел, в республиках Крым и Дагестан, Краснодарском крае началось цветение черешни и персика, в северных районах у косточковых культур (вишня, черешня, слива, алыча) наблюдалось распускание почек.

На территории ЮФО и СКФО условия для начала **весенне-посевной кампании** по метеорологическим показателям сложились к началу второй декады марта. Ход посевной осложнялся из-за волн холода и заморозков, а также на юге страны из-за длительного дефицита осадков и недостаточного пополнения влагозапасов в почве за зиму.

Наиболее интенсивные и опасные заморозки наблюдались в период 7–15 апреля, волна холода охватила практически всю территорию ЮФО и СКФО, ЛНР, ДНР, Херсонской и Запорожской областей, температура воздуха понизилась до $-5...-1^{\circ}$, в травостое до $-9...-8^{\circ}$. Условия для проведения полевых работ были крайне неблагоприятны. Отмечались повреждение цветов и завязи раннецветущих плодовых культур (абрикос).

Вследствие холодной погоды прогревание и поспевание почвы существенно замедлилось в ЦФО, ПФО и СЗФО, что приостановило начало полевых работ.

Третья волна холода началась 27 апреля и продолжалась до конца первой декады мая. В начале мая в Ростовской, Волгоградской областях, Республике Крым, ЛНР, республиках Северного Кавказа местами температура воздуха понижалась до $-1...0^{\circ}$. Наиболее неблагоприятная ситуация сложилась в ЦФО и ПФО. Холодная погода с частыми заморозками удерживалась здесь до середины мая. В наиболее холодные ночи температура воздуха понижалась до -4° . Агрометеорологические условия для проведения посевных работ и появления всходов сельскохозяйственных культур были малоблагоприятными.

Во второй декаде мая **«переувлажнение почвы»** достигло критериев АОЯ в ряде районов Архангельской, Вологодской, Кировской, Нижегородской областей, Республике Татарстан и Удмуртской Республике.

В третьей декаде мая – первой декаде июня на всей территории европейской части России установилась тёплая погода, заморозков уже не наблюдалось, средняя за этот период температура воздуха была на $3-5^{\circ}$ выше нормы.

Неблагоприятным для проведения сева поздних теплолюбивых культур и появления всходов фактором на юге страны – в Республике Крым, большинстве районов Ростовской и Волгоградской областей, на западе Краснодарского края, а также местами в ЛНР, ДНР – был дефицит влаги в почве и суховейные явления, в ряде районов сложились условия для формирования почвенной засухи. Агрометеорологические условия для появления всходов и роста с.-х. культур из-за засухи были плохими. В Республике

Крым (Красногвардейский, Джанкойский, Нижнегорский, Черноморский, Кировский районы), Ростовской (Белокалитвинский, Веселовский, Октябрьский, Верхнедонский, Чертковский, Зерноградский, Азовский районы), Запорожской областях, Республике Калмыкия (ГМС Артезиан, Комсомольский), Краснодарском крае (Брюховецкий, Приморско-Ахтарский районы) уже в третьей декаде мая сформировалась **почвенная засуха**. В результате недостатка влаги в почве у зерновых наблюдалась низкорослость посевов, преждевременное пожелтение и засыхание листьев нижнего яруса, засыхание слаборазвитых стеблей, скручивание верхней части листьев.

В земледельческих районах Уральского федерального округа (УФО) и Западной Сибири в первой половине апреля преобладала погода теплее обычной. Во второй декаде в южных районах почва оттаяла на полную глубину, в хозяйствах при благоприятных условиях приступили к обработке почвы под посев яровых культур.

В земледельческих районах УФО, Сибирского (СФО) и на западе Дальневосточного (ДФО) федеральных округов состояние почвы в большинстве дней мая было мягкопластичным. Дожди осложняли проведение посевных работ в течение 7–12 дней месяца, но поддерживали хорошее увлажнение верхнего слоя почвы. В ряде районов Свердловской (северные, центральные, юго-западные и южные районы), Курганской (северные, южные и восточные районы), Омской и Тюменской областей (Тюменский и Голышмановский районы), а также в Красноярском крае (Канский, Уярский и Дзержинский районы) вследствие длительных и интенсивных осадков **переувлажнение почвы** достигло критериев **АОЯ**. Агрометеорологические условия для проведения весенне-посевных работ были в целом благоприятными, темпы сева несколько сдерживали заморозки (до $-5...-1^{\circ}$) и подмерзание верхнего слоя почвы в утренние часы. 26–29 мая в Западной и Восточной Сибири при резком похолодании (в ночные часы до $-5...0^{\circ}$, местами образовывался снежный покров) теплообеспеченность растений была значительно ниже оптимальной, что ухудшило условия для появления всходов, а также могло повредить листья уже взошедших яровых культур. В начале июня в Восточной Сибири и Забайкалье заморозки сохранялись, условия для проведения сева были удовлетворительными.

На Урале и в Западной Сибири в первой декаде июня установилась тёплая погода, условия для проведения сева были благоприятными.

В южных районах Дальневосточного федерального округа в конце апреля при благоприятных условиях начались весенне-посевные работы. В мае производился сев ранних яровых зерновых культур, на юге Приморского края поздних теплолюбивых культур. Агрометеорологические условия для проведения посевной кампании в течение 8–15 дней осложнялись из-за дождей и переувлажнения почвы, в дни без осадков они были в основном хорошими. В большинстве районов территории, за исключением южных районов Приморского края, они ухудшались из-за заморозков (до $-6...-1^{\circ}$).

Летом условия для роста, развития и формирования урожая в большинстве районов России были хорошими (рис. 4, 5).

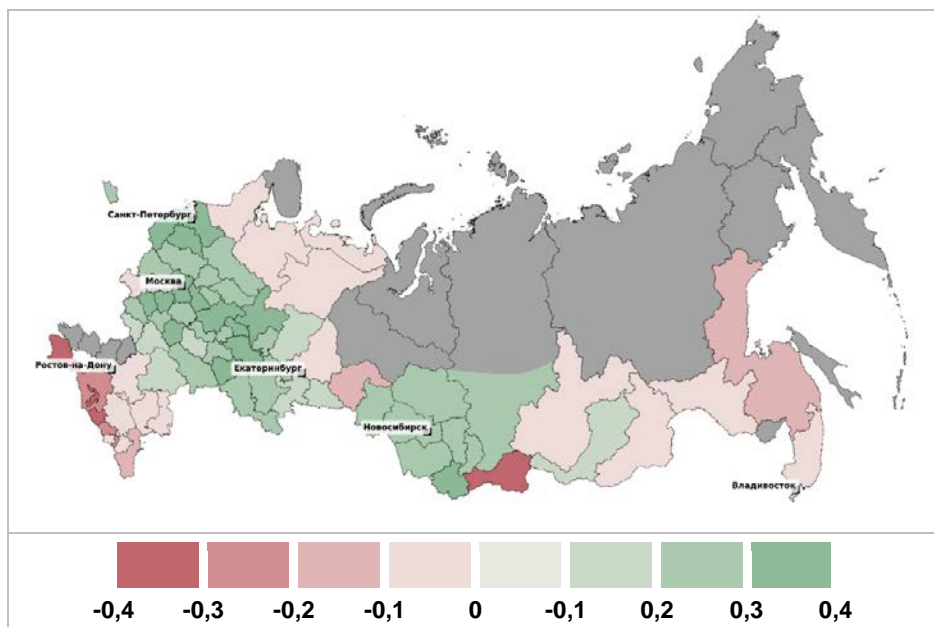


Рис. 4. Аномалия ГТК Селянинова за период май–октябрь 2025 г.

Fig. 4. The anomaly of the Selyaninov Hydrothermal Coefficient for the period May–October 2025.

Традиционно засуху определяют как период с ГТК Г.Т. Селянинова менее 0,6 [3, 5]. Однако на юге нашей страны есть районы сухого климата (например, Республика Калмыкия, Астраханская и часть районов Волгоградской областей), где средний ГТК за тёплый период составляет 0,3...0,6 и сельское хозяйство этих территорий адаптировано к таким условиям. В то же время в районах с достаточным увлажнением (среднее значение ГТК близко к единице) понижение до 0,7, связанное с дефицитом осадков, будет сдерживать рост и развитие с.-х. культур, хотя критерия засухи достигнуто не было. Напротив, в сухих регионах значение ГТК = 0,6 может быть выше нормы: следовательно, условия увлажнения лучше обычных, хотя по формальному критерию наблюдается засуха. Поэтому для выделения регионов, охваченных засухой мы использовали аномалию ГТК, а не само его значение. По нашему мнению, засуху необходимо рассматривать как дефицит осадков на фоне увеличения температуры воздуха относительно климата, или как перебой в режиме увлажнения.

Практически повсеместно ГТК за период май–август был выше средних многолетних значений на 0,2–0,6. В подверженных засухам северных регионах чернозёмной зоны – центральных чернозёмных областях и

Среднем Поволжье – ГТК составил 0,8–1,1, т. е. количество осадков обеспечивало влагопотребление растений в полной мере [3].

Отрицательная аномалия ГТК (-0,4...-0,1) наблюдалась на юге России.

На территории ЮФО, ЛНР, ДНР, Запорожской и Херсонской областей начавшаяся весной засуха продолжилась и условия для роста и развития посевов были малоблагоприятными. На рис. 5 представлено число декад с почвенной засухой (запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы менее 50 мм).

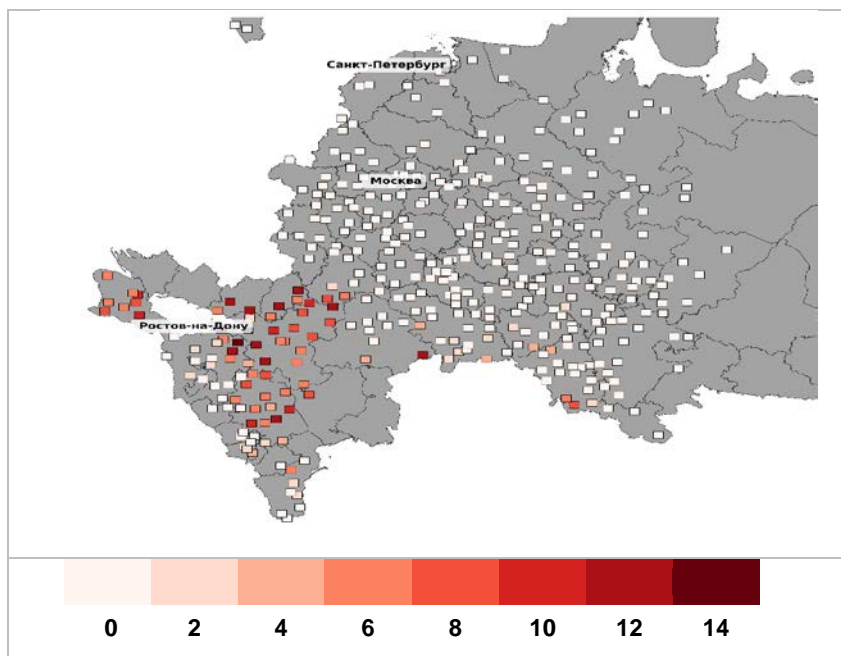


Рис. 5. Число декад с почвенной засухой за период май – октябрь 2025 г.

Fig. 5. The Number of decades with soil drought for the period May–October 2025.

По данным первого определения влагозапасов в метровом слое почвы, проведенного 18 марта, на большинстве полей в Ростовской области, ДНР и повсеместно в Республике Крым они были пониженными (составляли от 55 до 105 мм продуктивной влаги, или 30–60 % от наименьшей полевой влагоёмкости, т. е. от оптимального количества влаги в почве).

Во второй половине апреля удерживалась сухая погода, что приводило к быстрому непродуктивному расходу почвенной влаги на испарение, и в третьей декаде апреля на части полей в Республике Крым, ЛНР, ДНР и Ростовской области увлажнение почвы существенно понизилось (в метровом слое почвы содержалось от 20 до 90 мм продуктивной влаги, или 10–50 % от наименьшей полевой влагоёмкости), сформировалась угроза почвенной засухи.

Во второй декаде июня в большинстве районов Ростовской (Миллеровский, Кашарский, Тарасовский, Цимлянский, Волгодонской, Зерноградский, Кагальницкий, Егорлыкский, Азовский, Целинский, Сальский, Семикаракорский районы), Херсонской (Генический, Ивановский, Каховский районы), Запорожской областей (ГМС Ботиево) и Республики Крым (Бахчисарайский, Джанкойский, Красногвардейский, Нижнегорский, Черноморский, Кировский районы), в ряде северных районов Краснодарского края (Каневский, Ейский, Щербиновский, Староминский, Куцевский, Ленинградский, Крыловский, Брюховецкий, Приморско-Ахтарский районы) засуха достигла критериев **АОЯ** – более трех декад запасы влаги в почве были ниже критических значений.

По данным на вторую декаду июля засухой были охвачены практически все районы ЮФО, Луганской и Донецкой Народных Республик, Херсонской и Запорожской областей.

В СКФО из-за дефицита осадков в апреле уже в первой половине мая возникла почвенная засуха, которая в мае достигла критерия **АОЯ** (в Курском и Арзгирском районах Ставропольского края). В начале июня угроза почвенной засухи распространилась на центральные, отдельные юго-восточные и северные районы Ставропольского края (Буденновский, Новоселицкий, Степновский районы), а также на ряд районов Республики Кабардино-Балкарии (ГМС Прохладный).

Вследствие сохраняющегося дефицита осадков на фоне жаркой погоды и неблагоприятного действия суховея к концу июля и началу августа в большинстве районов Ставропольского края (Изобильненский, Труновский, Новоалександровский, Арзгирский, Левокумский, Петровский, Туркменский, Ипатовский, Грачевский, Апанасенковский, Ипатовский, Красногвардейский, Кочубеевский районов) и на части полей республик Кабардино-Балкария (Теркский, Баксанский районы) и Северная Осетия-Алания (ГМС Эльхотово) засуха достигла критериев **АОЯ**. По данным на вторую декаду июля засухой были охвачены практически все районы ЮФО, Луганской и Донецкой Народных Республик, Херсонской и Запорожской областей.

Сравнивая число декад с почвенной засухой в 2025 и 2024 гг. [6], можно отметить, что на юге страны в 2025 г. условия увлажнения почвы были столь же неблагоприятны, как и в предыдущем. В северной половине чернозёмной зоны почвенной засухи в 2025 г. не было, что позволило аграриям собрать рекордный урожай.

Таким образом, условия для формирования урожая летом 2025 г. в большинстве зернопроизводящих районов России были хорошими. Вследствие засухи существенно снизилась продуктивность посевов в ЮФО, ЛНР, ДНР, Херсонской и Запорожской областях. В СКФО засуха достигла критериев **АОЯ** в период созревания зерновых колосовых культур и начала уборки и мало повлияла на их урожайность.

В ЮФО и СКФО уборочная кампания началась во второй декаде июня. Агрометеорологические условия для уборки зерновых колосовых

культур в июне несколько осложнялись из-за дождей (во второй декаде июня было 4–6 дней с осадками, в третьей 2–5 дней), в дни без осадков влажность воздуха была низкой и условия для уборки были хорошими. В июле в этих округах условия для уборки зерновых культур практически повсеместно были благоприятными, относительная влажность воздуха была низкой, лишь в ряде районов республик Адыгея, Ингушетия, Дагестан и Чеченской Республики в начале месяца в течение 3–7 дней шли дожди.

В августе в ЮФО и СКФО, ЛНР, ДНР, Запорожской и Херсонской областях началась уборка пропашных культур. Уборка сахарной свёклы осложнялась из-за иссушения верхнего слоя почвы, условия для уборки сои, кукурузы, подсолнечника были благоприятными.

За июль-август в ЮФО, ЛНР и ДНР в среднем по субъекту выпало от 30 до 55 мм осадков, или 45–85% нормы двухмесячного периода (в Республике Крым 14 мм, или 17% нормы), в СКФО от 50 до 100 мм, или 50–60% нормы.

Число дней с осадками в ЮФО и СКФО в июле и августе было на 5–8 дней меньше среднего многолетнего за этот период. В Краснодарском, Ставропольском краях, Ростовской области, Республике Кабардино-Балкария, Луганской и Донецкой Народных Республиках отмечались суховеи.

В начале июля началось созревание озимых зерновых культур на юге ЦФО и ПФО, в хозяйствах при благоприятных условиях приступили к их уборке. В период 12–23 июля существенно ухудшились условия для уборки в Брянской, Липецкой, Тамбовской, Калужской, Московской, Рязанской областях, в этих районах в течение 4–8 дней шли дожди, влажность воздуха была высокой.

В августе в СЗФО, ЦФО и ПФО агрометеорологические условия для проведения уборки зерновых из-за дождей и высокой влажности воздуха были значительно хуже обычных. В большинстве районов территории дожди шли в течение 10–18 дней месяца. В республиках Татарстан, Башкортостан, Удмуртской Республике, Рязанской, Нижегородской, Кировской, Архангельской областях сформировалось **АОЯ «переувлажнение почвы в период уборки»**, гидрометстанции отмечали полегание посевов от ливней и ветра. Средний дефицит влажности воздуха был очень низким (4–5 гПа). Влажность убираемого зерна в северных и восточных районах территории на части полей была повышенной (20–35 %). Из-за дождей и высокой влажности воздуха наблюдалось распространение болезней растений.

Удовлетворительными условия для уборки в августе были на юге Воронежской, Саратовской и Оренбургской областей, где дожди шли в течение 3–6 дней, и количество осадков за месяц составило 15–40 мм.

За июль-август в СЗФО, ЦФО и ПФО в среднем по субъекту выпало 140–180 мм осадков, или 110–130 % нормы этого периода (в Калининградской области 298 мм, или 180 % нормы), в центральных чернозёмных областях и на юге ПФО – 60–120 мм, или 90–110 % нормы.

Практически повсеместно в СЗФО, ЦФО и ПФО число дней с осадками было на 4–9 дней большего среднего многолетнего.

Во второй половине августа началась уборка в сельскохозяйственных районах УФО, СФО, юго-западных районах ДФО. Практически повсеместно дожди шли в течение 10–15 дней месяца, в ряде районов Красноярского края, Кемеровской области и Республики Хакасия 20–22 дня. В Алтайском крае (ГМС Усть-Калманка, Барнаул, Троицкое, Чарышское, Целинное, Бийск-Зональное), Омской (Тарский, Большереченский, Тюкалинский, Русско-Полянский, Павлоградский, Называевский, Седельниковский, Черлакский районы), Новосибирской (ГМС Чистоозерное, Карасук, Тогучин), Кемеровской (ГМС Крапивино), Иркутской областях (Тулунский, Куйтунский, Заларинский, Нукутский районы), Красноярском крае (ГМС Ачинск, Большая Мурта, Боготол, Красноярск, Казачинское, Канск, Боготол, Канск, Уяр, Дзержинское, Назарово, Ирбейское) вследствие частых и продолжительных дождей сформировалось **АОЯ «переувлажнение почвы в период уборки»**. Уборочные работы были приостановлены, так как техника не могла выйти в поля.

Агрометеорологические условия для проведения уборочных работ в дни без осадков были малоблагоприятными из-за высокой влажности воздуха. Средний за декаду дефицит влажности воздуха составлял 2–4 гПа. Влажность убираемого зерна в северных и восточных районах территории на части полей была повышенной (25–30 %).

За август в УФО и Республике Тыва в среднем по субъекту выпало 30–60 мм осадков, или 60–110 % нормы, на остальной части СФО и в Забайкалье от 90 до 125 мм, или 140–180 % нормы (в Алтайском крае количество осадков составило 109 мм, что в 2,5 раза превышает норму этого периода).

В Западной Сибири, Красноярском крае и Республике Хакасия в июле и августе дожди шли в течение 20–30 дней, что на 8–15 дней больше климатических значений.

В юго-восточных сельскохозяйственных районах ДФО началась уборка в конце июля. В августе условия для уборки из-за дождей и высокой влажности воздуха и почвы были неблагоприятными в течение 8–14 дней месяца. На части полей наблюдалось полегание, а местами и подтопление посевов, гидрометстанции отмечали распространение с.-х. вредителей и болезней. В Приморском крае (ГМС Лесозаводск, Астраханка, Тимирязевский, Хороль) отмечалось **АОЯ «переувлажнение почвы в период уборки»**.

В сентябре в южных районах Приморского края, где дожди шли в течение 3–5 дней месяца, условия для проведения уборочных работ были благоприятными.

В Амурской области, Еврейской автономной области, Хабаровском и Приморском краях за август – сентябрь выпало 195–225 мм осадков, или 85–115 % нормы.

Таким образом, в большинстве районов ЕТР условия для формирования урожая и его уборки были благоприятны, что позволило аграриям

получить рекордные валовые сборы основных с.-х. культур; на азиатской части условия для формирования урожая были хорошими, а условия для уборки существенно осложнились из-за высокой влажности воздуха и почвы.

Как уже указывалось, засухой летом 2024 года было охвачено большее число районов, нежели в 2025 г., однако число штормовых оповещений о почвенной и атмосферной засухе изменилось незначительно [6], что, на наш взгляд, связано с повышенным вниманием к опасным и неблагоприятным агрометеорологическим явлениям со стороны органов государственной власти и управления агропромышленным комплексом как на региональном, так и на федеральном уровне и, как следствие, более тщательному мониторингу со стороны управлений.

Число штормовых оповещений, выпущенных региональными подразделениями Росгидромета, об опасных агрометеорологических явлениях, нанесших ущерб посевам с.-х. культур в 2024–2025 с.-х. гг. представлено в табл. 2.

Таблица 2. Число шторм-оповещений об опасных агрометеорологических явлениях за 2024–2025 с.-х. год

Table 2. The number of storm alerts for dangerous agrometeorological events in the 2024-2025 agricultural year

Характер АОЯ	Число штормовых оповещений	% от общего количества
Засуха почвенная	116	42
Засуха атмосферная	37	14
Суховей	49	18
Переувлажнение почвы	108	39
Заморозки	76	28
Градобитие	4	1

С одной стороны, повышенное внимание к неблагоприятным явлениям погоды улучшает процесс метеорологического обслуживания агроотрасли, с другой стороны, ставит перед службой методические и технологические задачи по детектированию и учёту АОЯ.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (РНФ), проект № 25-17-00314, <https://rscf.ru/project/25-17-00314>.

Список литературы

1. Бирман Б.А., Голубев А.Д., Паршина Л.Н., Суменова К.А. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в сентябрь 2024 г. // Метеорология и гидрология. 2025. № 1. С. 130-132.

2. Бюллетени о состоянии сельского хозяйства (электронные версии) / [Электронный ресурс] // Федеральная служба государственной статистики: [сайт]. URL: <https://rosstat.gov.ru/folder/11110/document/13277> (дата обращения: 24.02.2026).

3. *Грингоф И.Г., Клещенко А.Д.* Основы сельскохозяйственной метеорологии. Том I. Потребность сельскохозяйственных культур в агрометеорологических условиях и опасные для сельскохозяйственного производства погодные условия: Учебное пособие. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2011. 808 с.

4. *Попов А.В.* О возможности прогноза теплых многоснежных и холодных зим малоснежных зим // Труды Гидрометцентра СССР. 1975. Вып. 156. С. 77-84.

5. *Селянинов Г.Т.* О сельскохозяйственной оценке климата // Труды по сельскохозяйственной метеорологии. 1928. Вып. 20. С. 165-177.

6. *Тарасова Л.Л., Кланг П.С., Павлова А.В., Сумерова К.А.* Обзор агрометеорологических условий 2024 сельскохозяйственного года // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2025. № 3 (397). С. 146-162.

References

1. *Birman B. A., Golubev A. D., Parshina L. N., and Sumerova K. A.* Anomalous Hydrometeorological Phenomena on the Russian Federation Territory in September 2024. *Meteorologiya i Gidrologiya [Russ. Meteorol. Hydrol.]*, 2025, no.1, pp. 130-132 [in Russ.].

2. Byulleteni o sostoyanii sel'skogo hozyaystva (elektronnyye versii). [Elektronnyy resurs]. Federal'naya sluzhba gosudarstvennoy statistiki. Available at: <https://rosstat.gov.ru/folder/11110/document/1327> [in Russ.].

3. *Gringof I.G., Kleshchenko A.D.* Osnovy sel'skohozyaystvennoy meteorologii. Tom I. Potrebnost' sel'skohozyaystvennykh kul'tur v agrometeorologicheskikh usloviyakh i opasnye dlya sel'skohozyaystvennogo proizvodstva pogodnye usloviya: Uchebnoe posobie. Obninsk, VNI-IGMI-MCD, 2011, 808 p. [in Russ.].

4. *Popov A.V.* O vozmozhnosti prognoza teplykh mnogosnezhnykh i holodnykh zim malosnezhnykh zim. *Trudy Gidrometcentra SSSR*, 1975, Vol. 156, pp. 77-84 [in Russ.].

5. *Selyaninov G.T.* O sel'skohozyaystvennoy ocenke klimata // Trudy po sel'skohozyaystvennoy meteorologii, 1928, Vol. 20, pp. 165-177 [in Russ.].

6. *Tarasova L.L., Klang P.S., Pavlova A.V., Sumerova K.A.* Overview of agrometeorological conditions during the 2024 growing season. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2025, vol. 397, no. 3, pp. 146-162 [in Russ.].

*Поступила 17.03.2026; принята в печать 26.05.2026.
Submitted 17.03.2026; accepted for publication 26.05.2026.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-2-184-199>

УДК 551.5

**Мониторинг и консенсусные оценки
состояния климатической системы
по результатам тридцатой сессии
Северо-Евразийского климатического форума**

***В.М. Хан^{1,2}, Р.М. Вильфанд¹, К.А. Сумерова¹, В.А. Тищенко^{1,2},
И.А. Куликова¹, С.В. Емелина^{1,2}, Е.Н. Круглова¹, Е.В. Набокова¹,
Leila Salarpour Goodarzi³, Sofia Bilmes³, Parvathy Subha³***

¹*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия;*

²*Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова
Российской академии наук, г. Москва, Россия;*

³*Экономическая и социальная комиссия ООН по Азии и Тихоокеанскому
региону, г. Бангкок, Таиланд
khan@mecom.ru*

Представлены прогностические оценки состояния климатической системы, полученные на основе анализа данных российских глобальных моделей (ПЛАН, ГГО, ИВМ РАН), моделей мировых прогностических центров и результатов экспериментальной методики прогнозирования воздействия (ИВФ) Экономической и социальной комиссии ООН по Азии и Тихоокеанскому региону (ЭСКАТО ООН) на предстоящий летний сезон 2026 г. Подробно проанализирована циркуляция стратосферы и тропосферы в Северном полушарии зимой 2025/2026 гг., отмечены два эпизода внезапного стратосферного потепления, отрицательная фаза Арктической осцилляции и рекордно низкий минимум морского льда, повлиявшие на усиление меридиональной циркуляции. Дана оценка оправдываемости предыдущего консенсусного прогноза на зимний сезон. Обсуждаются причины его невысокой успешности. По данным консенсусного прогноза на лето 2026 г. построены карты (ИВФ) ЭСКАТО ООН климатических рисков для населения, сельского хозяйства и гидроэнергетики.

Ключевые слова: консенсусный прогноз, Северная Евразия, СЕАКОФ-30, внезапное стратосферное потепление, Арктическая осцилляция, морской лёд, Эль-Ниньо, оправдываемость прогноза, прогнозирование воздействия (ИВФ), ЭСКАТО

**Monitoring and consensus forecasting of the climate system
based on the results of the thirtieth session
of the North Eurasia Climate Outlook Forum**

***V.M. Khan^{1,2}, R.M. Vilfand¹, K.A. Sumerova¹, V.A. Tischenko^{1,2},
I.A. Kulikova¹, S.V. Emelina^{1,2}, E.N. Kruglova¹, E.V. Nabokova¹,
Leila Salarpour Goodarzi³, Sofia Bilmes³, Parvathy Subha³***

¹*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia;*

²*A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;*

³*United Nations Economic and Social Commission for Asia and the Pacific, Bangkok, Thailand*

The paper presents projections of the state of the climate system that are based on an analysis of data from the Russian global models (SL-AV, MGO, INM RAS), models from international forecasting centers, and the results of the experimental Impact-Based Forecasting (IBF) methodology developed by the United Nations Economic and Social Commission for Asia and the Pacific (UN ESCAP) for the upcoming summer season of 2026. A detailed analysis of the stratospheric and tropospheric circulation in the Northern Hemisphere during the 2025/2026 winter is provided. Two episodes of sudden stratospheric warming, a negative phase of the Arctic Oscillation, and a record-low sea ice minimum, which contributed to an enhanced meridional circulation, are noted. The skill of the previous consensus forecast for the winter season is assessed. The reasons for its relatively low performance are discussed. Based on the consensus forecast for the summer of 2026, UN ESCAP IBF climate risks for the population, agriculture, and hydropower engineering are mapped.

Keywords: consensus forecast, Northern Eurasia, NEACOF-30, sudden stratospheric warming, Arctic Oscillation, sea ice, El Niño, forecast skill, Impact-Based Forecasting (IBF), UN ESCAP

Введение

Северо-Евразийский климатический форум (СЕАКОФ/NEACOF) является одним из ключевых региональных климатических форумов (RCOF) под эгидой ВМО, обеспечивающим платформу для разработки консенсусных сезонных и субсезонных прогнозов для территории России, стран СНГ и сопредельных регионов [9]. За 15 лет своего существования СЕАКОФ прошёл путь от субъективных экспертных оценок до объективного мультимодельного ансамблевого прогнозирования с использованием современных гидродинамических моделей и технологий постпроцессинга [1, 3–5].

30-я сессия Северо-Евразийского климатического форума (СЕАКОФ-30) прошла 19–21 мая 2026 г. в Москве. Форум прошёл в гибридном формате (очно и онлайн). Всего на форуме были зарегистрированы 118 участников из 9 стран, 45 из них приняли участие очно.

В ходе СЕАКОФ-30 были представлены доклады российских и международных экспертов, в том числе по специальной программе ЭСКАТО. Доклады были посвящены научным достижениям в области гидрометеорологии и совершенствованию качества прогностической продукции. Обсуждались новые достижения в развитии гидродинамического моделирования и программ машинного обучения с использованием искусственного интеллекта. Были представлены оценки климатических изменений на территории Северной Евразии за зимний сезон 2025/2026 гг. и составлен консенсусный прогноз температуры и осадков на лето 2026 г. На форуме также выступили специалисты Росгидромета с докладами о практическом применении сезонных прогнозов погоды. На основе прогноза СЕАКОФ и с использованием методики ЭСКАТО был разработан и представлен прогноз социально-экономических последствий на предстоящий летний сезон 2026 г. для региона Северной Евразии. Кроме того, специалисты национальных гидрометеорологических служб (НГМС) представили доклады об оправдываемости прогнозов прошедшего зимнего сезона, а также о региональных особенностях прогноза на лето 2026 года.

Основные особенности климатических условий зимнего сезона 2025/2026 гг.

В зимний сезон 2025/2026 гг. над Арктическим регионом были зафиксированы два эпизода внезапного стратосферного потепления (ВСП): в конце ноября 2025 г. и в феврале 2026 г. Данные события привели к ослаблению стратосферного полярного вихря, повышению температуры в стратосфере и усилению меридиональной циркуляции. В январе 2026 г., в межпиковый период между двумя ВСП, наблюдалось восстановление полярного вихря в верхней стратосфере. Вследствие повышенного температурного фона нижней стратосферы Арктики значительного разрушения озонового слоя не произошло. Следует отметить, что после обоих ВСП не было зафиксировано устойчивого и непрерывного распространения циркуляционных аномалий из верхней стратосферы в нижнюю стратосферу и тропосферу. В конце января 2026 г. значения индекса Арктической осцилляции достигали -5 , минимальные за зимний сезон и близкие к рекордным значениям. В целом циркуляция арктической стратосферы в течение зимы 2025/2026 гг. характеризовалась высокой внутрисезонной изменчивостью с двумя ВСП, между которыми наблюдалось восстановление стратосферного полярного вихря в верхней стратосфере.

В средней тропосфере на изобарической поверхности 500 гПа зимой в Северном полушарии наблюдалась деформация околполярного циклона под действием интенсивной антициклональной деятельности, распространявшейся далеко на север, к полюсу. Положительные аномалии геопотенциала достигали $+11$ дам над полюсом и $+19$ дам в районе Алеутских островов (рис. 1). Основной центр циклона располагался в полярных районах Канады, дополнительный центр циклонической активности сформировался над Восточной Сибирью и югом Дальнего Востока России. На протяжении всего сезона к полюсу распространялись гребни высотных антициклонов с севера Тихого океана: в декабре и феврале они достигали полюса, а в феврале преимущественно занимали север и северо-восток Дальневосточного региона. Интенсивной была также антициклональная деятельность в Атлантике: в январе над восточным побережьем Гренландии располагался интенсивный антициклон. Ложбины, связанные с циклоном, занимали свои обычные положения, однако были деформированы. Область положительных аномалий на северо-востоке Российской Федерации обусловлена распространением на Дальний Восток гребней антициклонов с Тихого океана.

Анализ индексов крупномасштабной циркуляции, рассчитанных в Гидрометцентре России, выявил следующие особенности:

- **АО (Арктическая осцилляция):** наблюдалась отрицательная фаза, что указывает на нарушение нормальной циркуляции в Северном полушарии.

- **ЕУ (Евразийское колебание):** в декабре наблюдалась отрицательная фаза (ложбина смещена к Восточной Сибири и Дальнему Востоку); в январе фаза сменилась на положительную (ложбина смещена к западу относительно её нормального положения).

- **POL (Полярное колебание):** в январе-феврале преобладала отрицательная фаза, отражающая ослабление околполярного циклона (аномалии геопотенциала над полюсом достигали +15 дам).

- **SHI (Сибирский максимум):** индекс был отрицательным в декабре и феврале (в декабре антициклон неустойчив, в феврале смещён к северу, что сопровождалось отрицательными аномалиями на юге Сибири и юге Дальнего Востока); в январе индекс был близок к положительной фазе, но с северо-западным смещением, что обусловило положительные аномалии на севере Сибири.

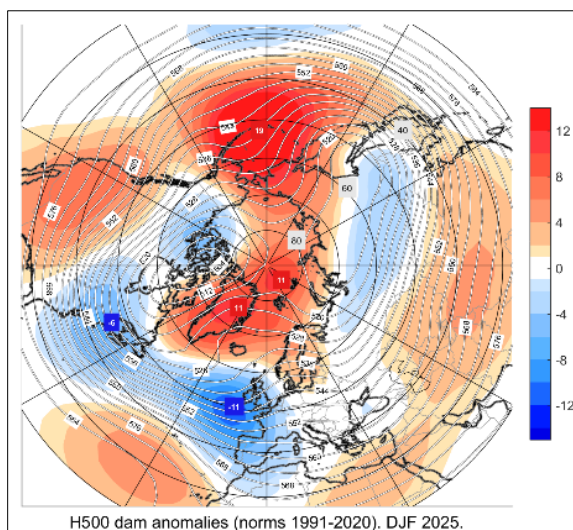


Рис. 1. Карта аномалий относительно периода 1991–2020 гг. и значений геопотенциала на поверхности АТ-500, осредненных за зимний сезон (по данным реанализа ERA-5).

Fig. 1. Map of anomalies (relative to the 1991–2020 period) and 500 hPa geopotential heights, averaged over the winter season (based on ERA-5 reanalysis data).

Согласно данным Климатического и прогностического центра CPC NOAA, в зимний сезон 2025/2026 гг. сохранялась нейтральная фаза Эль-Ниньо – Южного колебания.

Под влиянием интенсивных полярных антициклонов атлантическая пара действия атмосферы (Исландский минимум и Азорский максимум) была смещена к югу относительно своего климатического положения (рис. 2). Это привело к нарушению зонального переноса: атлантические циклоны блокировались полярными антициклонами и отклонялись к востоку – в сторону Европы и Пиренейского полуострова, тогда как на Европейскую территорию России (ЕТР) распространялись ложбины Исландского минимума и западные отроги усилившегося Сибирского антициклона.

Центральная Азия зимой находилась под влиянием ложбин Исландского минимума в первой половине сезона и гребней Сибирского

антициклона – во второй. В Сибири преобладающее влияние циклонов с запада в начале зимы сменилось доминированием Сибирского антициклона и его гребней в середине и конце сезона. В Тихом океане под влиянием повышенной антициклональной деятельности произошло раздвоение Алеутского минимума с формированием двух центров – в заливе Аляска и над полуостровом Камчатка.

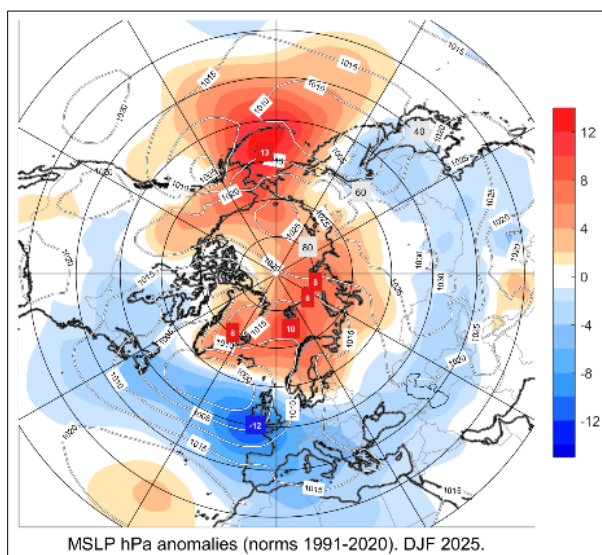


Рис. 2. Карта аномалий относительно периода 1991-2020 гг. и значений приземного давления, осредненных за зимний сезон (по данным реанализа ERA-5).

Fig. 2. Map of anomalies (relative to the 1991–2020 period) and mean sea level pressure, averaged over the winter season (based on ERA-5 reanalysis data).

Температурный режим и аномалии осадков в Северной Евразии в зимний сезон 2025/2026 гг. по данным реанализа ERA-5

На большей части территории Северной Евразии температурный фон был ниже климатической нормы. Исключение составили Западная и Центральная Европа, а также северо-восток Российской Федерации, где фиксировались положительные аномалии. В южных районах Российской Федерации температура была близка к норме.

По данным NOAA, в целом по Северному полушарию зимний сезон занял пятое место (за 177 лет наблюдений) с аномалией выше нормы +1,47 °С.

Во всех федеральных округах Российской Федерации, кроме Северо-Кавказского, отмечались волны холода. Самая низкая температура зафиксирована в Красноярском крае (до -50,7 °С). Последствия неблагоприятных явлений: сбои в электро- и водоснабжении, перевод школ на дистанционное обучение, случаи обморожения, в ряде регионов вводился режим ЧС.

Таблица 1. Фактические значения, аномалии и ранги (с 1891 г.) температуры воздуха за зимний сезон. Данные Гидрометцентра России**Table 1.** Actual values, anomalies and ranks (since 1891) of air temperature for the winter season. Data of the Hydrometeorological Center of Russia

Территория	Средняя температура, °С	Ранг		Аномалия
		Текущий год	1-й в ряду	
Северное полушарие	11,0	5	2024	0,8
Арктика	-21,9	11	2018	1,0
Европа	3,9	25	2020	0,3
Россия	-18,7	42	2020	0,1
Европейская территория России	-8,2	55-56 (1901)	2020	-0,8
Азиатская территория России	-21,7	42	2025	0,0
<i>Федеральные округа</i>				
Центральный	-5,4	65-66 (с 1988)	2020	-1,8
Северо-Западный	-11,4	68-70 (1977, 1980)	2020	-1,3
Приволжский	-10,0	40	2020	0,1
Северо-Кавказский	1,4	31-35 (1990, 2005, 2023, 2025)	1966	0,7
Южный	-0,1	39	1966	0,4
Уральский	-20,5	101-102 (с 1912)	2020	-1,7
Сибирский	-20,8	77-80 (1928, 1970, 1980)	2020	0,7
Дальневосточный ФО: север	-25,5	8	1938	1,6
Дальневосточный ФО: юг	-15,5	18	1934	1,4

Смещение Исландского минимума на юг от нормального положения спровоцировало повышенное увлажнение на Пиренейском полуострове, Британских островах и во Франции. Влияние полярных антициклонов на Скандинавский полуостров и северную часть Восточной Европы привело к дефициту осадков в этих регионах.

Смещение циклонов с юга отразилось в превышении нормы осадков в центральной части ЕТР. Много осадков выпало на большей части Центральной Азии (исключая северо-запад Казахстана и юг Таджикистана), а также местами на юге Восточной Сибири. Дефицит осадков отмечен в полярных районах Сибири.

На Дальнем Востоке значительное превышение нормы осадков наблюдалось в Хабаровском крае, на Камчатском полуострове, в Магаданской области и местами на Чукотке.

Успешность консенсусных прогнозов температуры воздуха и осадков в зимний сезон 2025/2026 гг.

По заключению участников СЕАКОФ-29, зимний сезон 2025/2026 гг. на большей части Северной Евразии ожидался более тёплым, чем обычно (рис. 3а). Однако, согласно фактическим данным (рис. 3б), аномалии средней сезонной температуры воздуха здесь оказались ниже нормы. Задача предсказуемости климатической изменчивости в Северной Евразии является наиболее сложной, неустойчивость мод низкочастотной изменчивости и их внутрисезонная смена знаков делает атмосферу над регионом крайне неустойчивой [6, 7, 8].

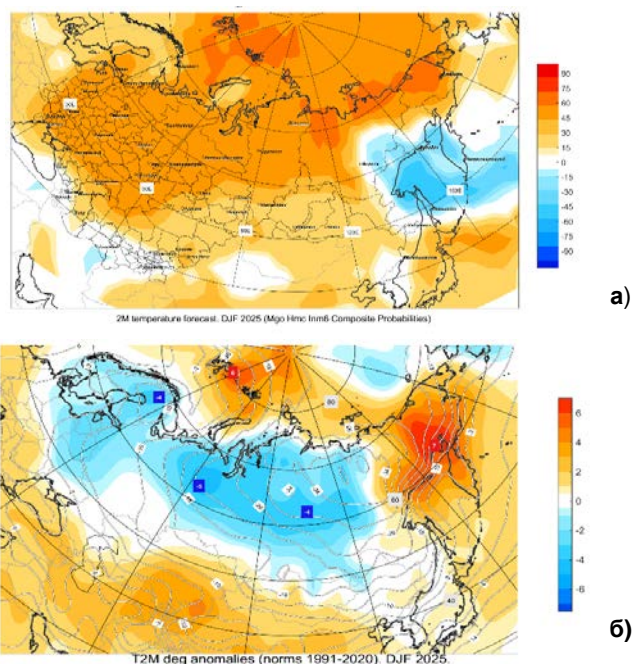


Рис. 3. Консенсусный прогноз среднесезонной аномалии температуры воздуха на зиму 2025/2026 гг. в вероятностной форме, рассчитанный на основе интерпретации данных трех российских моделей (ПЛАВ, ГГО, ИВМ) (а); распределение нормированных аномалий приземной температуры по данным реанализа ERA5 за зимний сезон 2025/2026 гг. (б).

Fig. 3. Consensus probabilistic forecast of the seasonal mean surface temperature anomaly for the winter of 2025/2026, based on the interpretation of data from three Russian models (SL-AV, MGO, INM RAS) (a); distribution of normalized surface temperature anomalies according to ERA-5 reanalysis data for the winter season 2025/2026 (b).

Анализ прогнозов ведущих мировых прогностических центров показал, что ни одна модель не смогла корректно воспроизвести крупномасштабные циркуляционные особенности над территорией Северной Евразии зимой 2025/2026 гг. Сезон был крайне неоднородным: отмечалась

смена знаков индексов циркуляции. Под влиянием интенсивных полярных антициклонов зональный перенос нарушился: атлантические циклоны блокировались полярными антициклонами и отклонялись к востоку, тогда как на ЕТР распространялись ложбины Исландского минимума и западные отроги усилившегося Сибирского антициклона. В декабре над большей частью территории России наблюдались экстремальные положительные аномалии температуры, достигавшие рекордных значений на ЕТР. Однако в январе и феврале усилились волны холода, что привело к отрицательному температурному фону за весь сезон.

Прогноз хорошо оправдался на северо-востоке Российской Федерации и частично в Центральной Азии.

Наиболее достоверные результаты прогноза распределения аномалий осадков были получены для западных районов центральной части ЕТР, местами на юге Хабаровского края, Камчатского полуострова, местами в Магаданской области и Чукотском АО (рис. 4).

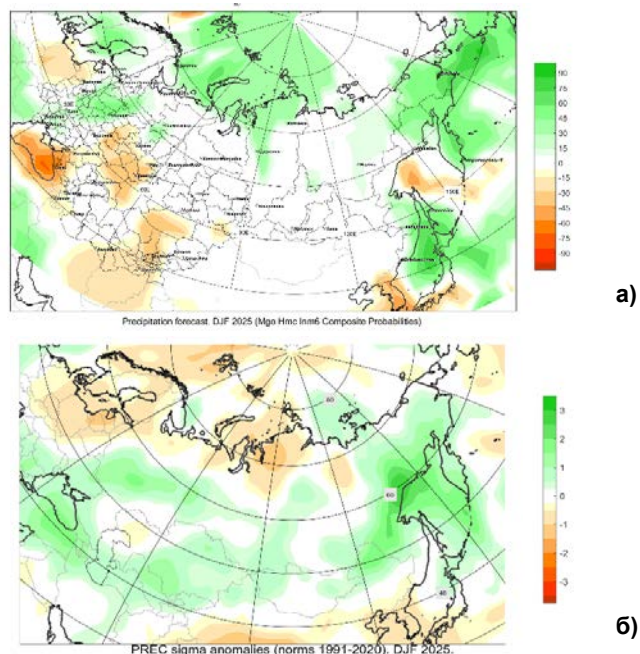


Рис. 4. консенсусный прогноз среднесезонной аномалии осадков на зиму 2025/2026 гг. в вероятностной форме, рассчитанный на основе интерпретации данных трех российских моделей (ПЛАВ, ГГО, ИВМ) (а); распределение нормированных аномалий осадков по данным реанализа ERA5 за зимний сезон 2025/2026 гг. (б).

Fig. 4. Consensus probabilistic forecast of the seasonal mean precipitation anomaly for the winter of 2025/2026, based on the interpretation of data from three Russian models (SL-AV, MGO, INM RAS) (a); distribution of normalized precipitation anomalies according to ERA-5 reanalysis data for the winter season 2025/2026 (b).

Успешность скомплексированного прогноза на основе данных трех российских моделей ПЛАВ, ГГО и ИВМ на зимний сезон 2025/2026 гг. по всей территории Северной Евразии для приземной температуры воздуха составила 54 %, для осадков – 66 % (табл. 2). Наиболее высокие показатели оценки оправдываемости прогнозов аномалий температуры воздуха (60–62 %) и осадков (69–67 %) наблюдались во втором естественном синоптическом районе и в Центральной Азии соответственно.

Таблица 2. Оценки прогнозов на зимний сезон 2025/2026 гг. (русские модели)

Table 2. Forecast skill scores for the winter season 2025/2026 (Russian models)

Параметр	СНГ	1 е.с.р.*	2 е.с.р.*	Центр. Азия и Казахстан
Оправдываемость прогноза (%)				
Температура 2м	54	45	60	62
Осадки	66	64	69	67
Коэффициент корреляции аномалий (АСС)				
Температура 2м	0.06	-0.12	0.11	0.44
Осадки	0.04	-0.25	0.21	-0.31

Примечание. 1 е.с.р., 2 е.с.р. – первый и второй естественные синоптические районы.

Коэффициент корреляции между прогностическими и фактическими аномалиями приземной температуры и осадков Северной Евразии были незначимыми для анализа.

Оценки термического состояния океана и крупномасштабной циркуляции атмосферы на летний сезон 2026 г. по данным мировых прогностических центров

Большинство центров прогнозируют положительные аномалии ТПО в экваториальных широтах Тихого океана. Согласно прогнозам IRI/CPC, вероятности событий La Niña, нейтральной фазы и El Niño (Nino3.4, пороговые значения: $-0,5^{\circ}\text{C}$ и $+0,5^{\circ}\text{C}$) в предстоящем летнем сезоне составляют 0, 8 и 92 % соответственно.

Значительные положительные аномалии ТПО прогнозируются в средних, тропических широтах северной части и экваториальных (на востоке) Тихого океана. При этом возможны существенные изменения положения и интенсивности Субтропического антициклона и Алеутского минимума и, следовательно, появление отклонений от климата по температуре и осадкам на территории Дальнего Востока. В Северной Атлантике ожидаются положительные аномалии ТПО на севере и западе акватории, наиболее значительные – на северо-востоке океана, а также область отрицательных аномалий южнее Гренландии, что может указывать на возникновение волн тепла в Европе.

Сигналы со стороны положительных фаз индексов EU и SHI, а также дефицита снежного покрова в Западной Сибири в весенний период дают основания предполагать формирование засушливой и жаркой погоды на большей части территории Западной Сибири. Отрицательные значения индекса WP, как правило, ассоциируются с усилением Алеутского минимума и распространением его влияния на северо-восток Дальнего Востока. Это означает активизацию циклонической деятельности в этом регионе. Данный режим циркуляции благоприятствует формированию отрицательных (положительных) аномалий температуры воздуха, а также избыточного увлажнения (дефицита осадков) на севере (юге) Дальнего Востока.

Летний сезон 2026 года ожидается теплее обычного на большей части территории Северной Евразии согласно прогнозам большинства моделей. Наиболее значительные положительные аномалии прогнозируются в Южной Европе, на западе и юге ЕТР, в Центральной Азии, южных районах Сибири и юге Дальневосточного региона. На ЕТР возможны периоды холодных вторжений, связанные с усилением меридиональных процессов. Прогнозы осадков большинства моделей содержат много неопределенностей. Сигналы, связанные с преобладанием засушливых условий, прослеживаются в странах Восточной Европы и южных районах Сибири. Избыточное увлажнение прогнозируется на северо-востоке ЕТР и севере Урала.

Консенсусный прогноз аномалий приземной температуры воздуха и осадков на летний сезон 2026 года

По общему решению участников СЕАКОФ-30, прогноз температуры воздуха и осадков был составлен на основе данных трёх российских моделей: ПЛАВ (Гидрометцентр России/ИВМ РАН), ГГО (Главная геофизическая обсерватория им. Воейкова) и ИВМ (Институт вычислительной математики им. Марчука РАН).

По заключению участников, летний сезон 2026 г. ожидается теплее нормы на Кольском полуострове, на большей части Беларуси, в Республике Молдова, на большей части Украины, на Черноморском побережье Российской Федерации и местами на юге ЕТР, в странах Центральной Азии (кроме крайнего северо-запада Казахстана, юга Узбекистана и запада Таджикистана), в южных районах Западной Сибири, в Восточной Сибири (кроме юга), а также на Дальнем Востоке России (кроме востока Амурской области, юга Хабаровского края, севера Приморского края, востока Магаданской области и Камчатского полуострова) (рис. 5). Очаги с положительными аномалиями с высокой вероятностью (75–90 %) прогнозируются на востоке Казахстана, местами на востоке Якутии и севере Хабаровского края. На большей части ЕТР, Урала и Кавказа, за исключением Армении, где присутствует сигнал о положительных аномалиях, прогноз температурного режима содержит неопределённость.

Дефицит осадков (вероятность 30–60 %) ожидается в западной части Беларуси, на Украине (кроме центральных районов), в Молдове, на юго-западе ЕТР, в Калужской и восточной части Смоленской областей (рис. 6).

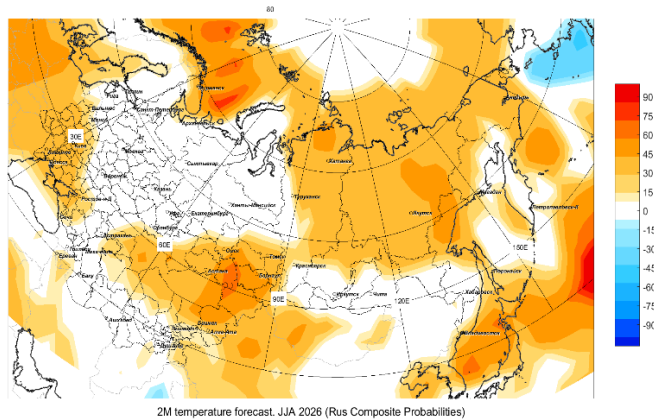


Рис. 5. Карта консенсусного прогноза среднесезонной аномалии температуры воздуха на лето 2026 г. в вероятностной форме, рассчитанного на основе интерпретации данных трех российских моделей (ПЛАВ, ГГО, ИВМ). Положительные аномалии обозначены красным, а отрицательные – синим цветом, насыщенность цвета соответствует вероятности аномалии.

Fig. 5. Consensus forecast map of the seasonal mean surface temperature anomaly for the summer of 2026 in probabilistic form, calculated based on the interpretation of data from three Russian models (SL-AV, MGO, INM RAS). Positive anomalies are shown in red, and negative anomalies in blue, with color intensity corresponding to the probability of the anomaly.

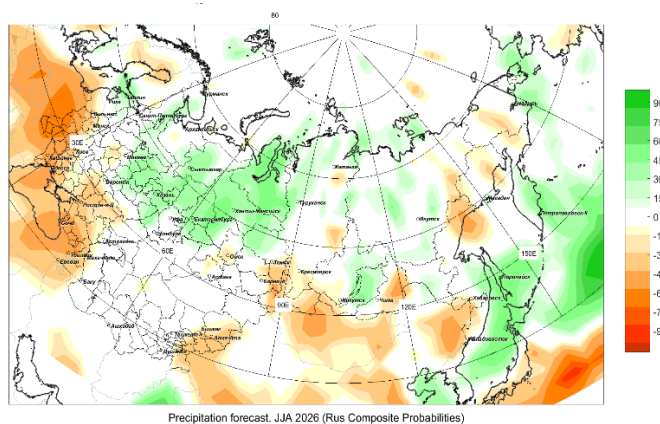


Рис. 6. Карта консенсусного прогноза среднесезонной аномалии осадков на лето 2026 г. в вероятностной форме, рассчитанного на основе интерпретации данных трех российских моделей (ПЛАВ, ГГО, ИВМ). Положительные аномалии обозначены зеленым, а отрицательные – красным цветом, насыщенность цвета соответствует вероятности аномалии.

Fig. 6. Consensus forecast map of the seasonal mean precipitation anomaly for the summer of 2026 in probabilistic form, calculated based on the interpretation of data from three Russian models (SL-AV, MGO, INM RAS). Positive anomalies are shown in green, and negative anomalies in red, with color intensity corresponding to the probability of the anomaly.

В странах Центральной Азии сухие условия прогнозируются на юго-востоке Казахстана, в Кыргызстане, на востоке Таджикистана и крайнем востоке Узбекистана (см. рис. 8). В азиатской части Российской Федерации дефицит осадков ожидается на юге Сибири (кроме районов Байкала, где есть сигнал об избыточном увлажнении), на севере Хабаровского края, в Приморском крае, местами в Магаданской области и центральных районах Чукотского АО. С вероятностью 30–75 % избыток осадков прогнозируется местами на Кольском полуострове, в центральной части и местами на севере ЕТР, на Урале (кроме южных районов), в Западной Сибири, местами на севере Красноярского края, в некоторых районах центральной части и юго-востока Якутии, на юге Хабаровского края, Сахалине и восточной части Камчатского края.

Экспериментальные прогнозы возможных рисков по методологии ЭСКАТО на основе консенсусного прогноза СЕАКОФ-30

На основе консенсусного сезонного прогноза, выработанного в ходе СЕАКОФ-30 с применением методологии прогнозирования на основе воздействия (Impact-Based Forecasting, IBF) ЭСКАТО был подготовлен прогноз ожидаемого влияния климатических аномалий на население (рис. 7, 8), а также на секторы сельского хозяйства и энергетики (рис. 9, 10). Методология IBF позволяет перейти от традиционного прогноза в терминах метеопараметров к оценке потенциальных последствий на секторы экономики. Такая форма представления прогноза полезна при организации раннего предупреждения, принятию превентивных мер и трансформации подходов к реагированию на погодно-климатические кризисы. Заблаговременное получение специализированных прогнозов до наступления сезона даёт возможность лицам, принимающим решения, реализовать соответствующие подготовительные действия. К тому же прогнозирование на основе воздействия может быть адаптировано для различных типов опасных явлений, географических регионов, отраслевых секторов и групп населения. Более детальная информация представлена на Портале ЭСКАТО по вопросам риска и повышения устойчивости к кризисным ситуациям.

Воздействие аномалий осадков на население. В Российской Федерации около 11 % населения (почти 15,9 млн чел.) будут находиться в зонах, подверженных риску выпадения осадков выше климатической нормы, для ~1,7 млн чел. эта вероятность оценивается как умеренная (50–70 %). Осадки ниже нормы ожидаются преимущественно в юго-восточной части Казахстана, а также в отдельных районах Армении и Российской Федерации. В Российской Федерации около 13,8 млн чел., вероятно, окажутся на территориях с дефицитом осадков с невысокой вероятностью (35–50 %) и почти 1,7 млн чел. – с умеренной вероятностью (50–70 %). В Казахстане около 200 тыс. чел. (1 % от общей численности населения) подвержены риску осадков ниже нормы с низкой вероятностью (35–50 %). В Армении почти 160 тыс. чел. (11 % населения) попадают в зону риска дефицита осадков с низкой вероятностью (35–50 %).

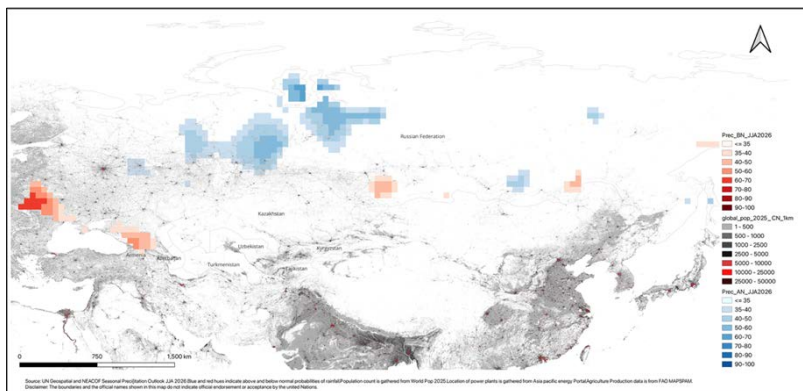


Рис. 7. Воздействие осадков на население в период с июня по август 2026 г.
Fig. 7. Precipitation impact on the population during the period from June to August 2026.

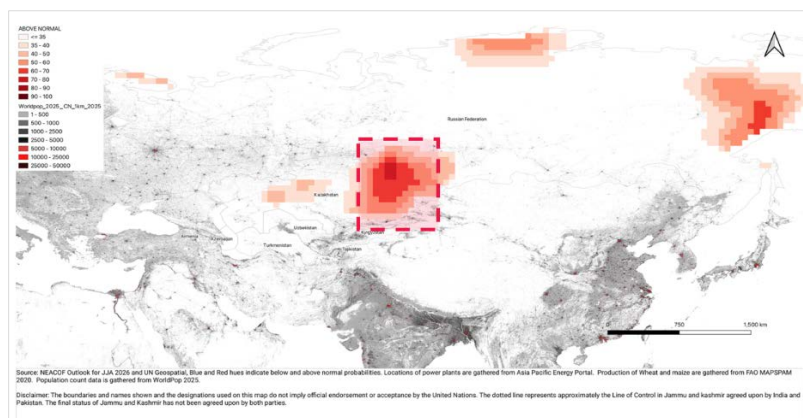


Рис. 8. Подверженность населения воздействию температур в период с июня по август 2026 г.
Fig. 8. Population exposure to temperature impacts during the period from June to August 2026.

Воздействие температурных аномалий на население. Согласно прогнозу, в регионе СЕАКОФ аномалии температуры воздуха будут выражены сильнее, чем аномалии осадков. Наиболее значительные положительные отклонения температуры от климатической нормы ожидаются на территории Казахстана, а также в отдельных районах западной и центральной частей Российской Федерации. В общей сложности около 8,7 млн жителей региона (6,1 % от общей численности населения) подвержены воздействию температур выше нормы, из них почти 1 млн человек – с умеренной вероятностью (50–70 %). В Казахстане под воздействие температур выше нормы попадают около 6,4 млн человек (30 % населения страны); при этом для 2 млн человек вероятность таких аномалий оценивается как умеренная (50–70 %), а для 0,5 млн человек как высокая (75–90 %).

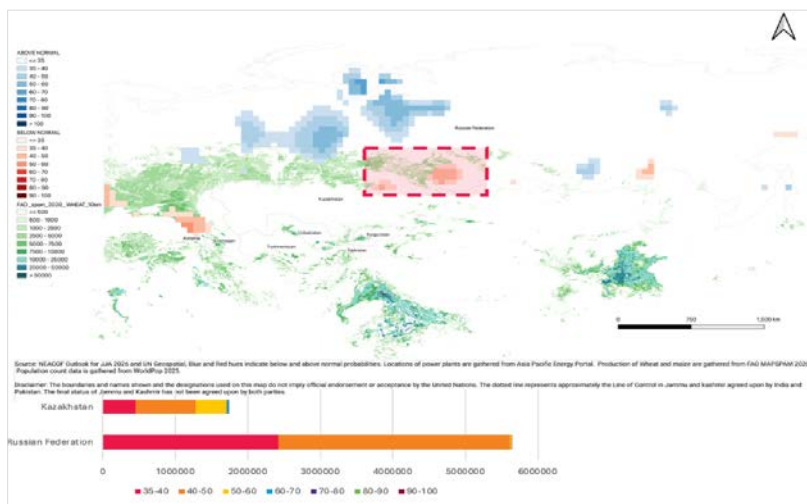


Рис. 9. Уязвимость урожая пшеницы к аномально низкому уровню осадков в период с июня по август 2026 г.

Fig. 9. Vulnerability of wheat yield to anomalously low precipitation levels during the period from June to August 2026.

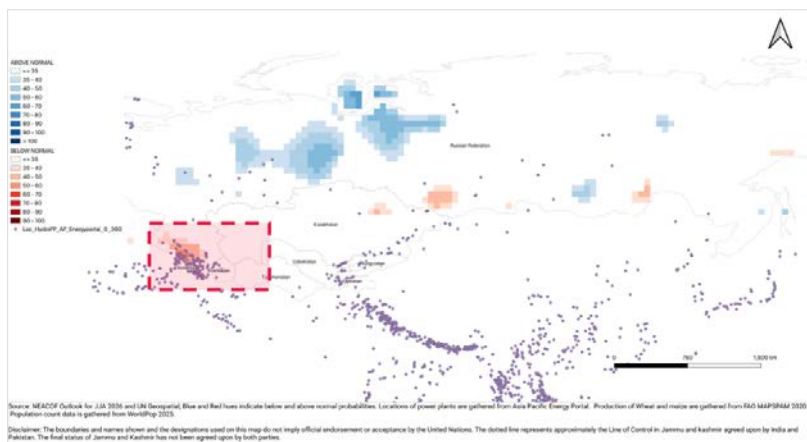


Рис. 10. Воздействие осадков ниже нормы на гидроэнергетику в период с июня по август 2026 г.

Fig. 10. Impact of below-normal precipitation on hydropower during the period from June to August 2026.

Воздействие на сельское хозяйство. В большинстве стран региона посевы пшеницы находятся на стадии посева или созревания. Сочетание дефицита осадков с температурным фоном выше климатической нормы на указанных фенологических фазах может оказать негативное влияние как на урожайность, так и на качество зерна. Сельскохозяйственные площади в Северной Евразии, на которые приходится около 10 млн метрических тонн, подвержены низкой вероятности (35–50 %) выпадения осадков ниже

нормы, а регионы в Российской Федерации с объемом производства примерно 100000 тонн пшеницы – в зоне умеренной вероятности (50–70 %) риска дефицита осадков.

Воздействие на гидроэнергетику. Помимо сельскохозяйственного сектора, аномально низкий уровень осадков в период июнь–август (часто критически важный для пополнения водохранилищ) оказывает существенное влияние на работу гидроэлектростанций (ГЭС) и энергетическую безопасность. Дефицит осадков приводит к сокращению объёма воды, доступной для генерации электроэнергии, что влечёт за собой снижение выработки, потенциальный дефицит электроэнергии и вынужденное увеличение зависимости от альтернативных источников энергии. В Армении около 34 ГЭС подвержены риску осадков ниже нормы с низкой вероятностью (35–40 %). В Российской Федерации 14 ГЭС находятся в зоне риска дефицита осадков, причём для четырех из них вероятность оценивается как умеренная (50–70 %).

Оценки других возможных рисков и прогнозов на основе воздействия (IBF), связанных с прошлыми сезонами, доступны на веб-сайте ЭСКАТО в разделе «Аналитика рисков и устойчивости» (Risk & Resilience Analytics) в подразделе «Rapid IBF» (<https://rrp.unescap.org/>). Данные, представленные в данном кратком обзоре, были получены с помощью плагина ESCAP для QGIS – Rapid IBF Next. Этот плагин представляет собой простой в использовании и удобный для начинающих автономный инструмент, работающий в QGIS и помогающий преобразовывать информацию о сезонных прогнозах в аналитические данные о рисках для конкретных секторов. Для мгновенного создания отчетов по прогнозам на основе воздействия плагину требуются только данные об опасностях, информация об уязвимости и слой административных границ.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда (Проект № 25-77-31009).

Список литературы

1. Вильфанд Р.М., Куликова И.А., Хан В.М., Макарова М.Е. Анализ внутрисезонной изменчивости и предсказуемости атмосферных процессов регионального масштаба в умеренных широтах Северного полушария // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Том 59. № 5. С. 525-538.
2. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2025 год. М.: Росгидромет, 2026. 129 с.
3. Емелина С.В., Хан В.М., Семенов В.А., Воробьева В.В., Тарасевич М.А., Володин Е.М. Использование сезонных гидродинамических прогнозов модели INM-CM5 для оценки сроков начала пыления березы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Том 59. № 4. С. 407-416.
4. Куликова И.А., Вильфанд Р.М., Хан В.М., Круглова Е.Н., Тищенко В.А., Емелина С.В., Каверина Е.С., Набокова Е.В., Субботин А.В., Сумерова К.А., Толстых М.А. Климатические прогнозы. Часть I. Современное состояние и перспективы развития // Метеорология и гидрология. 2024. № 7. С. 5-23.
5. Куликова И.А., Вильфанд Р.М., Хан В.М., Круглова Е.Н., Тищенко В.А., Емелина С.В., Каверина Е.С., Набокова Е.В., Субботин А.В., Сумерова К.А., Толстых М.А. Климатические прогнозы. Часть II: вероятностные подходы // Метеорология и гидрология. 2024. № 8. С. 5-19.

6. Куликова И.А., Набокова Е.В., Хан В.М., Володин Е.М., Тарасевич М.А. Колебание Маддена – Джулиана в контексте внутрисезонной изменчивости, дальних связей и предсказуемости // *Метеорология и гидрология*. 2023. № 8. С. 5-23.

7. Сумерова К.А., Варгин П.Н., Лукьянов А.Н., Хан В.М. Анализ циркуляционных условий в тропосфере и стратосфере, способствующих формированию волн холода на северо-западе и в центре Европейской территории России в декабре 2021 г. // *Метеорология и гидрология*. 2023. № 11. С. 20–38.

8. Сумерова К.А., Хан В.М., Тищенко В.А., Вильфанд Р.М. Крупномасштабная атмосферная циркуляция летом 2025 года в Северном полушарии и ее роль в формировании экстремальных погодных условий на территории России // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2026. № 1 (399). С. 51-68, DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-1-51-68>

9. Хан В.М. Концепция региональных климатических форумов ВМО и вклад Северо-Евразийских климатических форумов в ее реализацию // *Труды Гидрометцентра России*. 2017. Вып. 366. С. 5-13.

References

1. Vilfand R.M., Kulikova I.A., Khan V.M., Makarova M.E. Analysis of intraseasonal variability and predictability of regional-scale atmospheric processes at midlatitudes of the Northern Hemisphere. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2023, vol. 59, no. 5, pp. 457-469. DOI: 10.1134/s0001433823050110

2. Doklad ob osobennostjakh klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2024 god. Moscow: Rosgidromet publ., 2025, 139 p. [in Russ.].

3. Emelina S.V., Khan V.M., Semenov V.A., Vorobyeva V.V., Tarasevich M.A., Volodin E.M. Seasonal hydrodynamic forecasts using the INM-CM5 model for estimating the beginning of birch pollen dispersion. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2023, vol. 59, no. 4, pp. 351-359. DOI: 10.1134/s0001433823040059

4. Kulikova I.A., Vilfand R.M., Khan V.M., Kruglova E.N., Tishchenko V.A., Emelina S.V., Kaverina E.S., Nabokova E.V., Subbotin A.V., Sumerova K.A., Tolstykh M.A. Climate forecasts. Part I: Current status and development prospects. *Meteorologija i gidrologija [Russian Meteorology and Hydrology]*, 2024, vol. 49, no. 7, pp. 563-575. DOI: 10.3103/S106837392407001X

5. Kulikova I.A., Vilfand R.M., Khan V.M., Kruglova E.N., Tishchenko V.A., Emelina S.V., Kaverina E.S., Nabokova E.V., Subbotin A.V., Sumerova K.A., Tolstykh M.A. Climate forecasts. Part II: Probabilistic approaches. *Meteorologija i gidrologija [Russian Meteorology and Hydrology]*, 2024, vol. 49, no. 8, pp. 659-668. DOI: 10.3103/S1068373924080016

6. Kulikova I.A., Nabokova E.V., Khan V.M., Volodin E.M., Tarasevich M.A. Madden – Julian oscillation in the context of subseasonal variability, teleconnections, and predictability. *Meteorologija i gidrologija [Russian Meteorology and Hydrology]*, 2023, vol. 48, no. 8, pp. 645-657. DOI: 10.3103/s1068373923080010

7. Sumerova K.A., Vargin P.N., Lukyanov A.N., Khan V.M. Analysis of tropospheric and stratospheric circulation conditions that contributed to the formation of cold waves in the North-west and Center Of European Russia in December 2021. *Meteorologija i gidrologija [Russian Meteorology and Hydrology]*, 2023, vol. 48, no. 11, pp. 931-945. DOI: 10.3103/s106837392311002x

8. Sumerova K.A., Khan V.M., Tishchenko V.A., Vilfand R.M. Large-scale Atmospheric Circulation over the Northern Hemisphere in Summer of 2025 and Its Contribution to Extreme Weather in Russia. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2026, vol. 399, no. 1, pp. 51-68. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2026-1-51-68> [in Russ.].

9. Khan V.M. The concept of WMO Regional Climate Outlook Forum and the contribution of North Eurasia Climate Outlook Forum to its implementation. *Trudy Gidrometcentra Rossii [Proceedings of Hydrometcentre of Russia]*, 2017, vol. 366, pp. 5-13.

Гидрометеорологические исследования и прогнозы

№ 2 (400)

Под редакцией
канд. геогр. наук А.А. Алексеевой

Издатель: ФГБУ «Гидрометцентр России»
Адрес: 123376, Москва, Большой Предтеченский переулок, д. 13, стр. 1
Телефон: (499) 252-34-48
e-mail: hmc@metcom.ru
www.meteoinfo.ru

Подписано в печать 15.06.2026. Формат 70×100/16
Печать офсетная. Печ. л. 12,5. Тираж 110 экз. Заказ № 0496
Отпечатано в типографии
ООО «Типография АМА-ПРЕСС»
107392, г. Москва, Зельев пер., дом 3

Подписной индекс журнала по каталогу АО «Почта России» – ПП976



ФГБУ «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации»